

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УЧРЕЖДЕНИЯ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ –
МИРОВОЙ ЦЕНТР ДАННЫХ»



АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЙ

Под редакцией

канд. физ.-мат. наук В.Н. РАЗУВАЕВА,

канд. геогр. наук Б.Г. ШЕРСТЮКОВА

ОБНИНСК

2007

Сборник посвящен вопросам анализа изменений климата Земли, и в особенности России.

В статьях описаны результаты анализа данных инструментальных наблюдений за температурой воздуха, снежным покровом, температурой почвогрунтов, расходами воды на реках и за наводнениями, сведения об атмосферной циркуляции по наблюдениям и по моделям, о температурно-влажностном режиме тропосферы по радиозондовым наблюдениям. Приведены оценки некоторых последствий изменений климата: изменение горимости лесов; продолжительность отопительного периода; оценки деградации многолетней мерзлоты; показатели комфортности погоды. Затрагиваются вопросы о факторах современных изменений климата, таких как парниковый эффект CO_2 , изменение количества облачности, взаимодействие атмосферы и океана, диссимметрия Солнечной системы. Предложен статистический метод прогноза изменений климата.

Сборник рассчитан на специалистов в области климатологии.

ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ И ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛООБМЕНА МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ КАК ФАКТОРЫ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Инструментальные наблюдения за последние полтора столетия показывают потепление глобального климата. Наиболее интенсивный рост аномалий глобальной температуры происходит с середины 70-х годов. Сведения о быстром повышении глобальной температуры [6, 15], данные о состоянии морских льдов в обоих полушариях, горных ледников, площадь которых значительно сократилась в последние годы [14], а также заметное повышение температуры поверхности почвы в районах вечной мерзлоты в тундровой зоне России [10], Аляски и Канады [16] и другие природные индикаторы свидетельствуют о реальности потепления климата, наиболее ярко проявившегося в последние годы. Хотя вопрос о причинах современного глобального потепления остается до некоторой степени дискуссионным, в исследованиях многих ведущих климатологов мира делается вывод об антропогенном характере потепления последних 30 лет, связанного с ростом концентрации CO_2 , метана и других парниковых газов в атмосфере [6, 15].

Этот вывод нуждается в дополнительной проверке, при этом следует учитывать, что наличие антропогенного парникового эффекта не исключает возможность существования других, природных факторов изменения климата, суммарный эффект которых может меняться с течением времени. Наиболее вероятными факторами изменений современного климата можно назвать:

- ослабление уходящего излучения поверхности Земли и нижней атмосферы (парниковый эффект);
- уменьшение стока тепла из нижней атмосферы в океан;
- вулканическую деятельность;
- солнечную активность;
- изменение орбитальных характеристик Земли.

Парниковый эффект может возникать под действием углекислого газа, метана и других газов, облачности и водяного пара. Эти процессы происходят одновременно, но их количественное

соотношение меняется во времени и пространстве. Основные условия, при которых становится наиболее эффективной та или иная составляющая парникового эффекта, известны. Это дает возможность по результатам стандартных метеорологических наблюдений организовать численные эксперименты таким образом, чтобы выделить парниковый эффект, не связанный с водяным паром и облачностью.

Изменение теплообмена между атмосферой и океаном изучено преимущественно по данным о температуре поверхности воды и судовым метеорологическим наблюдениям за атмосферой. Но в результате вертикальных циркуляционных процессов в океане изменяется слой взаимодействия океана с атмосферой. Учитывая огромную теплоемкость воды по сравнению с воздухом, становится понятно, что количество тепла, участвующее в обмене между атмосферой и океаном сильно зависит от объема воды, участвующего в теплообмене и, видимо, мало зависит от поверхностной температуры океана. Необходимо учитывать количество тепла всей переменной толщи океана, участвующей в теплообмене с атмосферой. К сожалению, не существует длительных глубоководных наблюдений за температурой воды с достаточным пространственным разрешением. Но можно получить косвенную оценку взаимодействия атмосферы с океаном на основе оценок изменения инерционности годового хода температуры в средних и высоких широтах. В настоящей работе рассмотрены два возможных фактора изменения современного климата – парниковый эффект и крупномасштабный теплообмен атмосферы с океаном.

Антропогенную парниковую природу потепления климата отстаивал М.И.Будыко [2]. Его гипотеза основывалась на синхронности роста концентрации углекислого газа и глобальной температуры. Он даже считал, что по естественным причинам Земля шла к оледенению, а человек своими парниковыми выбросами способствовал накоплению газов в атмосфере и приостановил это похолодание.

Не опираясь на синхронности роста концентрации углекислого газа на Земле и глобальной температуры, С.С. Лаппо придерживался другого мнения [8]. При повышении температуры океанической воды происходит высвобождение CO_2 , при этом, по мнению С.С. Лаппо, не известно, что первично – повышение содержания CO_2 в атмосфере или потепление поверхности океана. Тем не менее

он считал, что антропогенное воздействие есть и будет присутствовать в дальнейшем, но оно невелико.

Некоторые ученые обращали внимание на то, что последние тысячелетия содержание CO_2 в атмосфере и температура на Земле менялись в достаточно широких пределах без участия человека, и нынешние значения находятся в рамках уже известных колебаний, которые не следует связывать с его деятельностью.

В.М. Котляков считает, что каковы бы ни были антропогенные изменения климата, они накладываются на его естественные вариации, масштаб которых все еще сильно превосходит влияния, обусловленные антропогенным влиянием. Если десять и более лет назад главным фактором изменения климата считали увеличение выбросов парниковых газов, то сейчас [7] позиция большинства ученых претерпела серьезные изменения: глобальный тепловой баланс Земли зависит от парникового эффекта, накладывающегося на космические закономерности поступления энергии от Солнца с присущими им изменениями, а региональные особенности климата определяются, прежде всего, колебаниями циркуляции вод океана в масштабах десятилетий. В оценке глобальных изменений циркуляции и их связи с климатом интерес сейчас в значительной мере смещается от циркуляции в атмосфере к циркуляции в океане. [7].

Приведенный обзор мнений показывает, что проблема требует дальнейшего более детального изучения.

Исходные данные

В работе использовались следующие данные:

- среднемесячная температура воздуха по станциям России за 1920–2005 гг.,
- восьмисрочные данные о температуре воздуха, относительной влажности и количестве общей облачности по 1600 станциям России за 1976–2005 гг.,
- ежедневные данные о радиационном балансе системы Земля–атмосфера по 80 станциям России за 1996–2004 гг.,
- среднемесячная температура воздуха по 4000 станциям Мира за 1920–2005 гг. и по 7000 станциям Северного полушария за 1965–2005 гг.,
- среднемесячные значения температуры поверхности океана в узлах географической сетки $5 \times 5^\circ$ за 1880–2004 гг.,

- среднемесячные значения осредненной температуры поверхности воды Мирового океана за 1900–2005 гг.,
- осредненная температура воздуха над континентами за 1900–2005 гг.

1. Парниковый эффект

По определению парниковый эффект смещает радиационный баланс в положительную сторону, задерживая уходящее длинноволновое излучение. Парниковые газы не влияют на приходящую солнечную радиацию, но регулируют в некоторой мере радиацию уходящую. Из этого следует, что величина парникового эффекта должна зависеть от природных условий, определяющих величину уходящей радиации и радиационный баланс. При большом положительном балансе преобладает приходящая солнечная радиация, температурный режим атмосферы в этом случае определяется преимущественно радиацией приходящей и мало зависит от количества уходящей радиации, а малая парниковая задержка относительно малой доли уходящей радиации не может заметно изменить температуру воздуха. Такие условия складываются в низких и средних географических широтах в летнем сезоне днем.

Совсем иная картина складывается при малом или отрицательном радиационном балансе. В этом случае приток солнечной радиации около нуля, а температурный режим определяется количеством уходящей длинноволновой радиации. Любая задержка уходящего излучения приведет к повышению температуры воздуха в той же мере. Поэтому следует ожидать, что парниковые газы наиболее эффективны тогда, когда весь радиационный баланс состоит из уходящего излучения. Такие условия складываются в высоких географических широтах и в зимнем сезоне ночью.

Эти особенности будут использованы далее для построения численных экспериментов по выявлению парникового эффекта в изменениях климата.

На рис. 1 показано среднее сезонно-широтное распределение радиационного баланса, полученное по данным измерений на 80 станциях Российской Федерации за 1996–2004 годы.

По горизонтальной оси на рис. 1 отложены номера месяцев от января (1) до декабря (12), а по вертикальной – географическая широта.

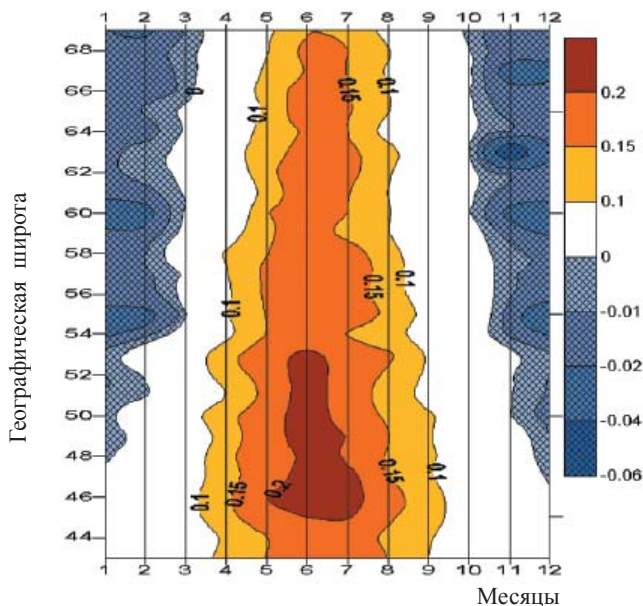


Рис.1. Зонально-осредненные значения радиационного баланса ($\text{кВт}/\text{м}^2$) Земля–атмосфера на станциях России (1996–2004 гг.)

Несмотря на небольшое количество станций, сезонно-широтное распределение радиационного баланса демонстрирует его известные особенности. Наибольший радиационный баланс наблюдается в летние месяцы в средних широтах (в Российской Федерации нет низкоширотных станций). В зимние месяцы радиационный баланс отрицательный севернее 50°с.ш. , сезонный интервал с отрицательным радиационным балансом расширяется с увеличением географической широты. Такие закономерности справедливы для всего Северного полушария Земли.

Сравним их с распределением трендов температуры воздуха в Северном полушарии. По данным 7000 метеорологических станций Северного полушария вычислялись значения линейных трендов температуры за 1965–2005 годы. Зонально-осредненные значения полученных трендов температуры осреднены отдельно по месяцам, и построена диаграмма сезонно-широтного распределения трендов (рис.2).

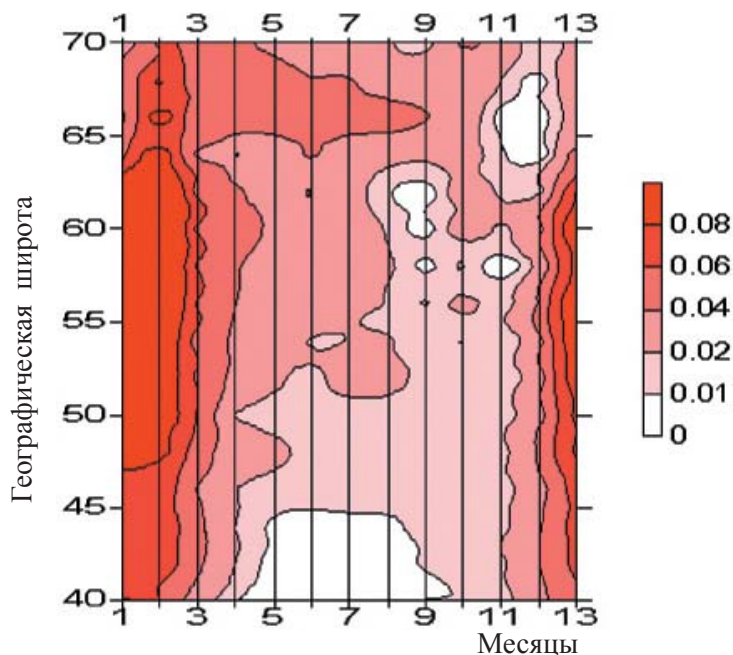


Рис.2. Тренды температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) над континентами Северного полушария за 1965–2005 годы

Из рис.2 видно, что наибольшие положительные тренды температуры преобладают в холодное полугодие на всех широтах, а в высоких широтах положительные тренды охватывают все сезоны. Однако картина не является столь четкой, как распределение радиационного баланса, видимо, есть дополнительные факторы, формирующие сезонно-широтные особенности трендов температуры, и прежде всего водяной пар, облачность, атмосферная циркуляция.

Сезонно-широтная диаграмма трендов в обобщенном виде подтверждает известные факты. Несмотря на то, что рост средней глобальной температуры составил $0,6\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$ за столетие, во многих северных регионах, где преобладает низкая высота солнца над горизонтом и радиационный баланс часто отрицательный, особенно в Арктике, потепление сильнее и составило несколько градусов. Кроме того, рост температуры сильно неравномерен по

сезонам. Для зимних и весенних месяцев в Северной Америке, Западной Европе, Восточной Сибири в среднем за последние 30 лет потепление составляет более 1°C за десятилетие. В ряде мест зимние потепления составили 5°C и более [11].

Можно добавить другой известный факт. Потепление климата сильнее проявилось в росте минимальных (ночных) температур, чем в росте максимальных дневных значений [13]. Ночью нет притока прямой солнечной радиации, радиационный баланс отрицательный.

Еще известно, что радиационный баланс атмосферы над континентами в среднем ниже, чем над Мировым океаном, и известно, что над континентами потепление климата сильнее, чем над океанами [6]. И в этом случае потепление климата согласуется с условиями радиационного баланса, при которых парниковый эффект может быть наиболее заметен.

Во всех перечисленных случаях потепление климата более отчетливо проявилось там и тогда, когда в силу физико-географических причин радиационный баланс отрицательный или около нуля.

Более подробно рассмотрим тренды температуры на территории Российской Федерации.

В России количество станций с актинометрическими наблюдениями во много раз меньше сети метеорологических станций, поэтому для прямого сопоставления температурных трендов на всех станциях с радиационным балансом нет возможности. Но радиационный баланс имеет хорошо выраженный годовой и широтный ход, это позволяет обосновать анализ особенностей изменения климата всей России в обобщенном виде с детализацией только по географическим широтам или по годовому ходу. При этом значительно ослабляются «шумы» местных особенностей, а результаты сопоставления трендов температуры с распределением радиационного баланса приобретают четкий физический смысл. На основе такого анализа попытаемся отделить парниковые эффекты облачности и влажности в атмосфере от других парниковых составляющих.

Для расчетов использовались восьмисрочные данные о температуре воздуха, относительной влажности и о количестве общей облачности по 1600 станциям России за 1976–2005 гг., а также данные о радиационном балансе за 1996–2004 гг. на 80 гидрометеорологических станциях России, проводящих актинометрические наблюдения.

Годовой ход трендов температуры воздуха и количества облачности

Обычно годовой ход температуры анализируют по месячным данным, а в настоящей работе анализ проводится по средним пяти-суточным (пентадным) значениям. По каждой метеорологической станции за 1976–2005 гг. были получены погодичные пентадные значения температуры путем осреднения данных по пяти суткам. Пентадам присвоены номера от единицы в начале года до 73 в конце декабря. За тридцать лет по каждой пентаде с заданным номером составлялся ряд среднепентадной температуры воздуха. Таким образом, по каждой станции построено 73 тридцатилетних ряда, каждый из которых описывает многолетние изменения в заданном узком (пятидневном) интервале года. Так, например, ряд первой пентады характеризует многолетний ход средней температуры за 1–5 января. Первые шесть рядов детально характеризуют январские многолетние изменения температуры, следующие ряды характеризуют многолетние изменения температуры по другим интервалам года. По каждому ряду вычислялись значения линейных трендов температуры. По каждой станции полученные 73 значения трендов с последовательными номерами от 1 до 73 описывают годовой ход трендов температуры на станции. В самом общем виде годовой ход трендов температуры на территории России был получен в результате осреднения по всем станциям России. Целью такого осреднения было исключение всех возможных региональных особенностей трендов и выделение только их фундаментальных сезонных различий. Осредненный по всем станциям России годовой ход трендов температуры (T) представлен на рис.3. Стандартное отклонение осредненных значений трендов в каждой пятидневке около $0,2^{\circ}\text{C}$, а диапазон годового хода осредненных значений трендов в 10 раз больше. Это подтверждает статистическую достоверность сезонных различий трендов температуры воздуха, обобщенных по России.

Совершенно аналогично по тем же станциям были построены по пентадам многолетние ряды количества общей облачности и получен годовой ход трендов количества общей облачности (CL), обобщенный по всей России (рис.3).

Стандартное отклонение осредненных значений трендов количества облачности в каждой пятидневке около 0,045 баллов,

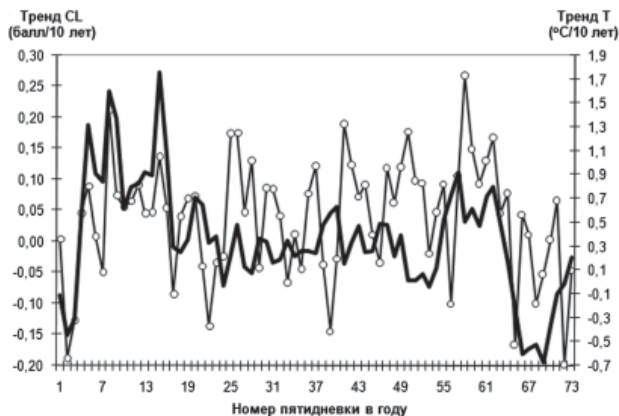


Рис.3. Тренды температуры воздуха T (—) и количества общей облачности CL (—○—) по пятидневкам года на территории России

а диапазон годового хода осредненных значений трендов облачности в 10 раз больше. Это подтверждает статистическую достоверность сезонных различий трендов количества общей облачности, обобщенных по России.

На рис.3 видно, что количество облачности за последние 30 лет увеличивалось в одних сезонных интервалах и уменьшалось – в других. Реакция температурных трендов на изменение количества облачности различна в холодное и теплое полугодия.

В холодную половину года в пятидневках с номерами 57–73 и 1–26 (с октября по апрель) положительные тренды количества общей облачности сопровождаются положительными трендами температуры воздуха, а отрицательные – отрицательными трендами. Объяснение этому факту известно. В холодное полугодие температурный режим атмосферы регулируется преимущественно за счет изменения потока уходящей длинноволновой радиации Земли и нижней атмосферы. Облачность задерживает уходящую радиацию, а увеличение количества облачности за последние 30 лет сопровождается повышением температуры воздуха на некоторых участках в этой части года. Уменьшение количества облачности в других участках холодного периода сопровождается усилением потери тепла атмосферой и понижением температуры.

Соотношение последовательных значений трендов температуры и облачности, показанных на рис.1, дает положительные коэффициенты корреляции $r=+0,46$ на интервале пятидневок 1–26 (январь–апрель) и $r=+0,62$ на интервале пятидневок 57–73 (октябрь–декабрь). Достоверность положительной корреляции в холодном полугодии более 95% .

В теплую половину года на интервале пятидневок 27–56 (май–сентябрь) – обратное соотношение трендов количества облачности и температуры воздуха. В теплое полугодие температурный режим атмосферы формируется преимущественно приходящей коротковолновой радиацией. Облачность экранирует нижнюю атмосферу от приходящей радиации, температура воздуха понижается. Положительные тренды количества общей облачности на отдельных интервалах теплого полугодия сопровождаются отрицательными трендами, а отрицательные тренды количества общей облачности на других интервалах теплого полугодия сопровождаются положительными трендами температуры. Соотношение последовательных значений трендов температуры и облачности, показанных на рис.3, на интервале пятидневок 27–56 (май–сентябрь) дает отрицательный коэффициент корреляции $r=-0,51$. Достоверность отрицательной корреляции в теплом полугодии более 95%.

Полученные данные подтверждают известные факты о том, что водяной пар является самым главным парниковым газом и что на некоторых участках холодного полугодия потепление климата может быть частично связано с увеличением количества облачности.

Для выявления парникового эффекта других составляющих необходимо избавиться от влияния облачности. Далее продолжим анализ при условиях безоблачной погоды (0 баллов) и малой относительной влажности воздуха (<40%). Жесткий отбор сухих и безоблачных условий сопровождается трудностями в получении непрерывных 30-летних рядов по пятидневкам. Поэтому дальнейший анализ проводился по месяцам в полной аналогии, как это описано выше для пятидневок. Можно предположить, что тренды температуры в сухой безоблачной атмосфере будут свободны от влияния на них водяного пара. На рис.4 показан годовой ход трендов температуры воздуха, свободного от облачности и повышенной влажности. Там же

показан годовой ход радиационного баланса, который получен по результатам наблюдений на станциях России.

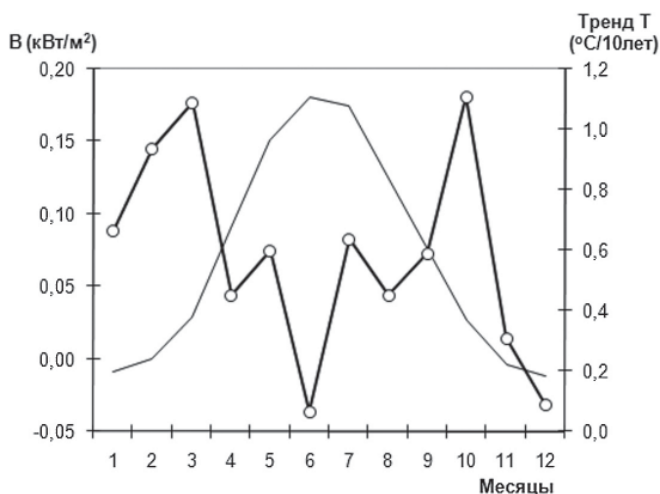


Рис. 4. Тренды температуры T (—○—) сухого воздуха при отсутствии облачности и радиационный баланс B (—) на территории России

Во все месяцы года тренды температуры в сухой безоблачной атмосфере положительные, самые высокие значения трендов – в январе – марте и в октябре. Самые низкие значения трендов – в июне и декабре. В сопоставлении с радиационным балансом видно, что при отрицательных и малых значениях радиационного баланса с января по март и в октябре тренды температуры положительные (условия безоблачной сухой атмосферы). Самые большие тренды температуры, около 1°C за 10 лет, наблюдаются при радиационном балансе от 0 до $0,029 \text{ кВт/м}^2$. При высоких положительных значениях радиационного баланса с апреля по сентябрь тренды температуры слабые. При значениях радиационного баланса от $0,09$ до $0,18 \text{ кВт/м}^2$ тренды составили от $0,06$ до $0,6^{\circ}\text{C}$ за 10 лет. Исключением из общего правила являются соотношения в ноябре–декабре, которые можно объяснить адвективными процессами.

Широтный ход радиационного баланса и трендов температуры

Географическая широта играет важную роль в формировании радиационного баланса. Для последующего анализа выбирались случаи, когда за сутки все восемь сроков количество общей облачности не превышало 3 баллов. Ослабление отбора безоблачных суток обусловлено желанием набрать достаточное количество малооблачных суток на различных широтах, а сутки совсем без облачности по всем срокам встречаются очень редко в средних и высоких широтах. По выбранным данным за 1976–2005 гг. построены ряды осредненных данных температуры для широтных зон от 43 до 71° с.ш. с шагом через 1°. Для сравнения были построены аналогичные осредненные ряды температуры для случаев, когда за сутки во все восемь сроков количество общей облачности превышало 6 баллов. По каждому ряду вычислены коэффициенты линейных трендов температуры, соответствующие заданной географической широте. Значения показаны на рис.5.

По данным о радиационном балансе по станциям России вычислены средние значения радиационного баланса для широт от 43 до 69° с.ш. с шагом через 1° и показаны на том же рис.5.

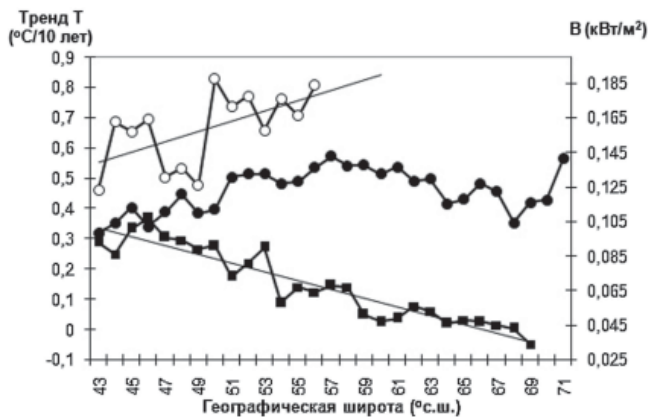


Рис. 5. Зонально-осредненный радиационный баланс В (■) и тренды температуры воздуха при безоблачной Тя (○) и облачной Тоб (●) погоде по географическим широтам на территории России

На рис. 5 видно, что с увеличением географической широты радиационный баланс (B) уменьшается. Это должно способствовать усилению парникового эффекта и обусловленных им трендов температуры. Но, как видно из сопоставления кривых $Tя$ и $Тоб$ (рис.5), изменения трендов температуры зависят не только от географической широты, но и от количества облачности – на всех широтах (на которых имеются данные) в среднем за год тренды температуры сильнее при отсутствии облачности, чем при погоде облачной. Севернее 58° с.ш. очень редко бывают безоблачные сутки, поэтому не удалось набрать сопоставимое количество данных для построения на рис.5 кривой $Tя$ трендов температуры при безоблачной погоде в высоких широтах.

В низких и средних широтах ($<58^{\circ}$ с.ш.) на территории Российской Федерации тренды температуры воздуха увеличиваются с ростом географической широты как при облачной, так и при безоблачной погоде. С увеличением географической широты формируются условия, более благоприятные для парникового эффекта. Это хорошо видно на рис. 5 для трендов при ясной погоде. Тенденции противоположных знаков в широтном ходе радиационного баланса и значений температурных трендов, наметившиеся в интервале $43\text{--}58^{\circ}$ с.ш., возможно, усилились бы в более высоких широтах, но там недостаточно ясных суток для получения таких данных. В высоких широтах, где преобладает сплошная облачность, широтные особенности парникового эффекта CO_2 перекрываются облачностью, тренды температуры уменьшаются на широтах $60\text{--}70^{\circ}$ с.ш.

Полученные результаты показывают, что при отсутствии облачности и увеличении географической широты (с уменьшением радиационного баланса) происходит увеличение трендов температуры воздуха. В облачной атмосфере тренды температуры возрастают в интервале $43\text{--}58^{\circ}$ с.ш. и затем ослабевают в интервале $59\text{--}70^{\circ}$ с.ш.

Специально подобранные условия численных экспериментов и обнаруженные широтные и сезонные особенности изменений многолетних трендов температуры воздуха свидетельствуют об усилении за последние десятилетия парникового эффекта в атмос-

фере, не связанного с изменениями облачности или влажности воздуха.

Обобщенные результаты проведенного исследования следующие.

- Выделены тренды в температуре воздуха на территории России, не связанные с многолетними изменениями количества облачности и влажности воздуха.

- В течение года преобладают такие соотношения между значениями радиационного баланса и значениями трендов температуры, которые по определению подтверждают парниковую природу трендов температуры.

- Отсутствие облачности и влаги в атмосфере в анализируемых случаях позволяет предположить, что в трендах температуры воздуха присутствует парниковый эффект CO_2 или других газовых составляющих атмосферы (неводяной пар).

- Тренды среднегодовой температуры воздуха при безоблачной погоде больше, чем при погоде облачной.

- С увеличением географической широты возрастает эффективность парникового эффекта CO_2 , а значения температурных трендов увеличиваются с увеличением широты в интервале от 43 до 58° с.ш. Севернее 58° с.ш. эффект CO_2 перекрывается облачными полями и, возможно, адвективными процессами, температурные тренды ослабевают.

2. Взаимодействие атмосферы с океаном

Важнейшим фактором формирования сезонного хода температуры является взаимодействие атмосферы и океана. Это взаимодействие частично динамическое, но в значительно большей мере – тепловое [3]. В тропической зоне Мирового океана поглощается огромное количество солнечной радиации. Накопившееся там тепло переносится в более высокие широты, становясь важным фактором смягчения климата умеренных и полярных широт в холодную половину года. С акватории океана атмосфере за год передается примерно в 2 раза больше тепла, чем с поверхности суши [5]. Около 80 % тепловой энергии, поступающей в атмосферу из океана, является результатом высвобождения скрытой теплоты парообразования. Эта энергия отнимается у океана при испарении с его поверхности и отдается атмосфере при конденсации [9]. Под воздействием притока тепла и водяного пара от океана на континент

меняются температура и влажность воздушных масс над континентом. Повышение содержания водяного пара над континентами усиливает естественный парниковый эффект атмосферы.

Плотность воды в сотни раз больше плотности воздуха, а удельная теплоемкость больше в несколько раз. Поэтому теплозапас только верхнего слоя океана толщиной не более 10 метров равен теплоемкости всей атмосферы. В климатической системе океан служит инерционной средой с медленными изменениями, атмосфера менее инерционна и более переменчива, но содержит также и долгопериодные колебания, модулируемые океаном.

Океан со своей огромной теплоемкостью и тепловой инерцией воздействует на атмосферу и приводит к искажениям сезонного хода температуры воздуха, обусловленного инсоляцией. Искажения заключаются в уменьшении амплитуды годового хода метеорологических элементов и в запаздывании фаз наступления максимума и минимума сезонного хода температуры (рис.6).

Эти искажения наиболее заметны на континентах вблизи океанов и даже на огромных расстояниях вдали от них. Так формируются различные типы климата регионов: морской, умеренно-континентальный, континентальный и др. В морском и умеренно-континентальном климате экстремумы годового хода (k_2) насту-

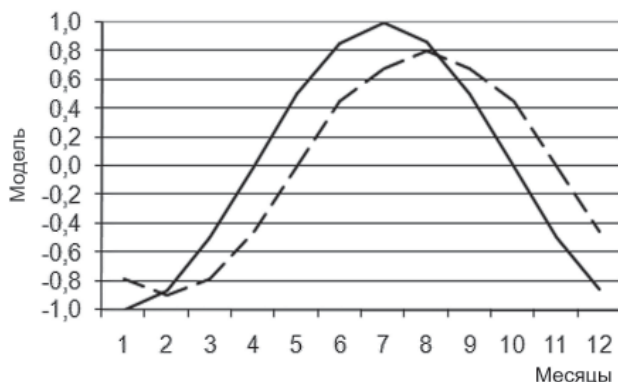


Рис. 6. Демонстрация запаздывания сезонного хода:
 — k1; - - k2

пают на один-два месяца позднее экстремумов инсоляции (k_1). В результате этого весна в морском климате холоднее осени.

Амплитуда годового хода инсоляции, а следовательно, и температуры, зависит от географической широты, поэтому для выделения влияния океана на климат регионов используют, так называемые, индексы континентальности климата, в которых влияние широты нивелируется и выделяется только та часть изменения амплитуды годового хода, которая, по определению, является следствием влияния океана на региональный климат. Например, индекс континентальности по С.П.Хромову [12]:

$$k = \frac{A - 5,4 \sin |\varphi|}{A}, \quad (1)$$

где A – фактическая годовая амплитуда температуры воздуха в данном пункте, φ – географическая широта, $5,4 \sin |\varphi|$ – океаническая амплитуда, которая была бы над океаном, свободным от континентальных влияний. Индексы континентальности давно стали классической мерой, используемой для классификации климатов различных регионов Земли, значения индекса континентальности являются важнейшей характеристикой регионального климата для оценки различий между морским и континентальным климатом. Однако в условиях меняющегося глобального климата с годами изменяется континентальность регионального климата в различных точках Земли. Поэтому индексы континентальности, вычисляемые погоди́чно, могут служить некоторой мерой изменений влияния океана на климат континентов.

В эпоху индустриализации в связи с вопросом об антропогенном потеплении глобального климата следует учитывать, что амплитуда годового хода может зависеть не только от влияния океана, но и от возрастающего парникового эффекта антропогенного происхождения. Теперь амплитуда годового хода и индексы, вычисляемые на ее основе, уже не могут служить исчерпывающими показателями континентальности климата. Они должны дополняться индексами, вычисляемыми на основе запаздывания экстремумов годового хода температуры из-за большой тепловой инерции океана. Сдвиг экстремумов годового хода не имеет прямой зависимости от парникового эффекта и поэтому при любом

количестве парниковых газов в атмосфере может являться характеристикой взаимодействия океана и атмосферы.

Если годовой ход описать синусоидой, то по ее фазе можно определить запаздывание годового хода, но во многих регионах Земли синусоида плохо описывает годовой ход, поэтому далее в работе использовался авторский показатель запаздывания фазы годового хода, названный индексом сезонной инерционности атмосферы:

$$k = \frac{1}{n} \sum (t_{13-i} - t_i), \quad (2)$$

где $n=6$ – число пар месяцев, t – среднемесячная температура, i – номер месяца от 1 до 6.

Чем больше запаздывание, тем больше будет площадь на графике (рис.6) между кривыми в переходные сезоны. При полном отсутствии инерции сезонный ход температуры был бы симметричен относительно оси, проходящей между декабрем–январем и июнем–июлем. Январские температуры были бы равны декабрьским, февральские температуры были бы равны ноябрьским и т.д. Но инерция смещает минимум температуры на январь–февраль, максимум – на июль–август. Разность температур между месяцами, симметричными относительно дат притока инсоляции, дает оценку инерционного влияния океана. Среднее значение таких разностей по шести парам месяцев, начиная с пары декабрь–январь и заканчивая парой июнь–июль, дает интегральную оценку инерционности сезонного хода температуры за год. При этом учитываются все месяцы. Инерционность сезонного хода температуры воздуха является следствием воздействия океана на температуру воздуха. В разные месяцы океан в большей или меньшей мере может являться источником дополнительного тепла атмосферы или стоком.

С уменьшением различий между симметричными месяцами индекс k уменьшается, что соответствует уменьшению взаимодействия океана с атмосферой. Сдвиг годового хода относительно инсоляции приводит к различиям температуры весны и осени и к увеличению индекса k , это соответствует увеличению взаимодействия океана с атмосферой. В работе [1] показано, что между уровнем моря нескольких прибрежных станций, расположенных вдоль восточных приэкваториальных районов Атлантического и Тихого океанов, а также на востоке Среднего Каспия, и скоростью

вращения Земли существуют тесные связи (коэффициент корреляции 0,70–0,82). Наличие выявленных связей дало авторам [1] основание полагать, что и в динамических процессах Мирового океана в его крупномасштабных течениях, как и в глобальной атмосферной циркуляции, присутствуют возмущения, подобные ротационным вариациям Земли.

Выполненное сравнение многолетнего хода индекса инерционности и скорости вращения Земли показало их хорошее соответствие после исключения линейного тренда из индекса инерционности (рис.7).

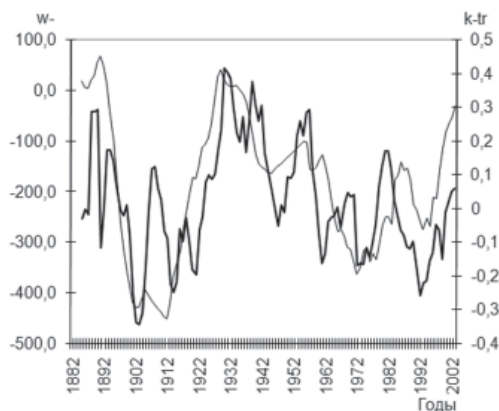


Рис.7. Индекс инерционности атмосферы в интервале 30–60 °с.ш. (после исключения линейного тренда) $k-tr$ (—) и скорость вращения Земли с обратным знаком $W-$ (—)

Согласованные изменения индекса инерционности и скорости вращения Земли показывают, что предложенный индекс инерционности не является надуманным, а отражает некоторые глобальные многолетние колебательные процессы в климатической системе, и прежде всего в океане.

Погодичные значения индекса инерционности позволяют проследить изменения во времени интенсивности взаимодействия океана и атмосферы. Мера интенсивности такого взаимодействия является важной дополнительной характеристикой для изучения потоков тепла океан–атмосфера.

Анализ инерционных особенностей сезонных изменений глобального климата проводился по среднемесячным обобщенным

данным о температуре над континентами Северного полушария за 1880–2004 годы. Выполнен анализ многолетних изменений показателя континентальности и индекса инерционности. Обобщенные полушарные данные температуры не имеют географической широты, поэтому континентальность атмосферы в каждом году оценивалась по амплитуде годового хода.

На рис.8 показаны многолетний ход среднегодовой температуры воздуха над континентами и индекс инерционности сезонных изменений, рассчитанный по тем же данным.

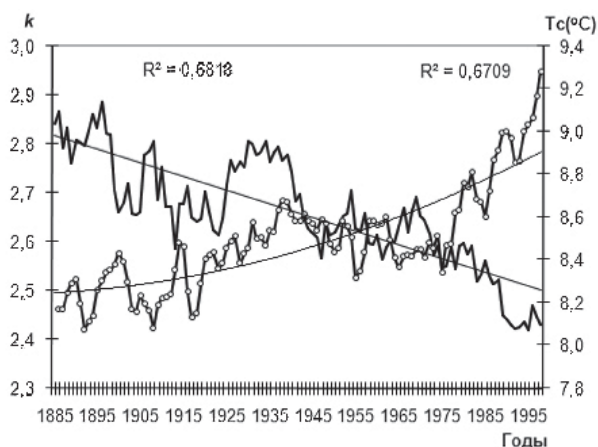


Рис. 8. Среднегодовая температура воздуха над континентами Северного полушария T_c (—○—) и индекс сезонной инерционности атмосферы k (—), скользящие средние по трехлетию

Коэффициент корреляции (R) между температурой и индексом равен $-0,70$ (вероятность случайности $R_{сл} < 5\%$). После исключения трендов из каждого ряда коэффициент корреляции между остатками остается отрицательным ($R = -0,15$) и достоверным ($R_{сл} < 5\%$). Зависимость прослеживается на вековом интервале и сохраняется на интервалах одного-двух десятилетий.

На территории России более надежные данные появились с 1936 г., когда существенно была расширена сеть метеорологических станций. По данным за 1936–2005 гг. построены графики индекса инерционности и среднегодовой температуры воздуха, осредненной по станциям Российской Федерации (рис.9).

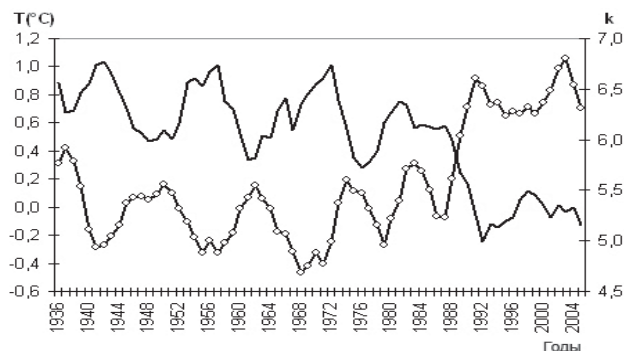


Рис.9. Среднегодовая температура воздуха T (—○—) и индекс инерционности k (—) на территории России (Коэффициент корреляции $R=-0,86$)

Из рис.8–9 видно, что известное глобальное потепление происходит на фоне уменьшения сезонной инерционности атмосферы. Это означает, что за последние более 100 лет постепенно уменьшается влияние океана на континентальную атмосферу, климат становится более континентальным.

Без анализа изменений амплитуды годового хода картина была бы неполной. На рис.10 показаны изменения индекса сезонной инерционности атмосферы и амплитуды годового хода, полученные по данным над континентами Северного полушария.

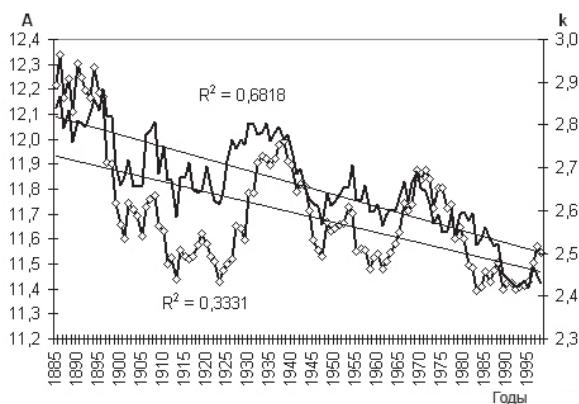


Рис.10. Амплитуда годового хода A (—◇—) и индекс инерционности k (—) годового хода температуры по осредненным данным над континентами Северного полушария

Из рис.10 видно, что по данным с 1885 г. по настоящее время амплитуда годового хода имеет устойчивый отрицательный тренд, так же как отрицательный тренд имеет показатель сезонной инерционности атмосферы. Доля дисперсии, обусловленная линейным трендом, составляет 33% для амплитуды и 68% для индекса инерционности (вероятность случайности в обоих случаях менее 5%). Амплитуда постепенно уменьшается и отставание годовых экстремумов от сезонного хода инсоляции тоже уменьшается. Такое сочетание невозможно объяснить только изменением особенностей взаимодействия атмосферы и океана. При интерпретации результатов, касающихся изменения амплитуды годового хода и инерционности атмосферы (сдвига экстремумов годового хода), необходимо учитывать, что теоретически уменьшение амплитуды годового хода возможно как при усилении воздействия океана на континентальный воздух, так и при усилении парникового эффекта накапливающихся парниковых газов в атмосфере. В первом случае (при усилении роли океана) уменьшение амплитуды обязательно должно дополняться увеличением сдвига (запаздывание) сезонных изменений температуры в результате инерционности теплового воздействия океана на атмосферу. Но, по результатам анализа, увеличения запаздывания не происходит, наоборот, за последние более 100 лет запаздывание уменьшается (отрицательные тренды индекса инерционности).

Во втором случае (при накоплении парниковых газов) возможно уменьшение амплитуды годового хода без увеличения запаздывания сезонных экстремумов, но на самом деле наблюдается уменьшение запаздывания сезонных экстремумов.

Полученные результаты можно объяснить одновременным усилением парникового эффекта и ослаблением воздействия океана на атмосферу.

Представленные результаты показывают, что за рассмотренные более 100 лет два фактора действовали в противоположных направлениях. Парниковый эффект оказался сильнее в части влияния на амплитуду годового хода, поэтому, несмотря на увеличение континентальности глобального климата в масштабе столетия, амплитуда годового хода в это же время уменьшалась за счет парникового эффекта. Отсюда вытекает, что парниковая составляющая изменений амплитуды годового хода частично скрыта усилением континентальности климата.

На рис.8, кроме уже описанных трендов, видны многолетние

интервалы, когда индекс инерционности значительно отличался от трендовых значений. Так в 20–30-х годах инерционность годового хода была заметно выше, а в последнее десятилетие – заметно ниже трендовых значений. Повышенная инерционность означает, что в 20–30-е годы, в «годы потепления Арктики», два десятка лет океан стабильно оказывал более сильное влияние на атмосферу, чем в другие годы. На рис.11 в сопоставлении показаны осредненный многолетний ход температуры поверхности мирового океана и температуры воздуха над континентами.

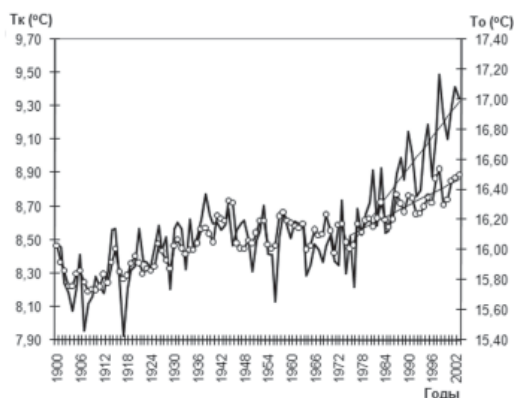


Рис.11. Глобальная температура над континентами Тк (—) и температура поверхности Мирового океана То (◆)

Усиленное воздействие океана на атмосферу в 20–30-е годы происходило, как видно из рис. 11, при одновременном повышении температуры океана, что не могло не отразиться на повышении температуры воздуха над континентами. Возможно, усиленная отдача тепла океаном тогда оказалась главной причиной первого глобального потепления.

В 40–60-е годы температура поверхности океана немного понизилась, а в последующие годы опять происходило медленное повышение температуры поверхности океана. Среднегодовая температура воздуха над континентами всегда была ниже температуры поверхности океана, но до 1980 г. изменения их происходили с одинаковыми скоростями роста от начала века до 1939 г. и падения – с 1940 по 1979 год. А далее тренд потепления континентального воздуха значительно превышал тренд температуры поверхности океана.

Особое значение интервалов 1940–1979 и 1980–2005 гг. обнаруживается не только в изменениях среднегодовых значений температуры, в те же годы происходила перестройка сезонных аномалий температуры поверхности океана и температуры воздуха над континентами.

По обобщенным среднемесячным данным о температуре поверхности Мирового океана были построены ряды по каждому отдельному месяцу за 1880–2004 гг. По каждому ряду вычислен линейный тренд за 1880–2004 гг., и затем тренд исключен из каждого исходного ряда. Полученные таким образом ряды остатков после вычитания трендов представлены в виде двумерной диаграммы (рис.12). По горизонтальной оси – годы, а по вертикальной – месяцы. На этой шкале месяцы от января (месяц 1) до декабря (месяц 12) повторяются дважды (номера месяцев 13–24), чтобы проследить переход от декабря одного года к январю следующего года. Значения диаграммы рис.12а представляют собой аномалии температуры поверхности воды Мирового океана без тренда.

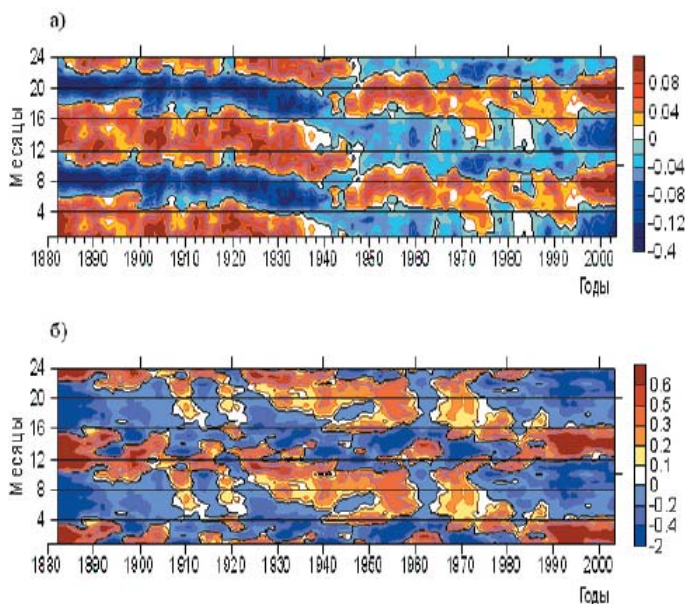


Рис.12. Аномалии годового хода температуры поверхности океана (а) и воздуха над континентами (б) Северного полушария

Аналогично по данным температуры воздуха над континентами была получена диаграмма на рис. 126 – аномалии без тренда. Диаграммы позволяют проследить смещение сезонных положительных и отрицательных аномалий за длительный ряд лет. Почти всегда в течение года бывает один интервал с положительными и один интервал с отрицательными месячными аномалиями температуры. Более отчетливо это видно по данным на поверхности океана.

Диаграммы показывают, что от года к году сезонный интервал положительных (и отрицательных) аномалий может сохраняться в одном интервале месяцев или смещаться на несколько месяцев в сторону начала года. Структура аномалий более устойчива в температуре поверхности океана, и там же отчетливо видно их смещение (рис. 12а). С учетом смещений на длительных интервалах лет можно выделить осевые линии, вдоль которых чаще формируются аномалии одного знака. Сезонная структура аномалий представляет собой волну с периодом один год, но фаза волны может смещаться.

От начала ряда до примерно 1920 г. положительные аномалии температуры воздуха и температуры поверхности океана формируются в зимне-весенние месяцы (рис. 12а и б). Затем до конца 1940-х годов прослеживается тенденция последовательного перемещения положительных аномалий температуры океана и континентального воздуха сначала на осенние, а затем на летние месяцы. Аномалии температуры океана и атмосферы синхронно перемещаются в сторону младших месяцев (рис. 12а и б). С начала 1950-х до середины 1970-х годов аномалии температуры океана и воздуха над континентами остаются положительными в летние месяцы, а далее начинается рассинхронизация смещения сезонных аномалий в океане и атмосфере над континентами. В океане аномалии сохраняются в летние месяцы до конца ряда (2005 г.), а в континентальной атмосфере аномалии температуры продолжают смещаться по оси времени в сторону младших месяцев. С середины 1980-х годов в континентальной атмосфере устанавливаются сильные зимне-весенние положительные аномалии температуры и сохраняются там до конца ряда. В океане в эти же годы, как уже было сказано, положительные аномалии температуры приходятся на летние месяцы.

Рассинхронизация сезонных смещений температурных аномалий в воздухе и в океане совпала с началом второго гло-

бального потепления (середина 1970-х годов) и стала особенно большой начиная с середины 1980-х годов, когда сильно ослабло взаимодействие атмосферы с океаном (резко уменьшился индекс инерционности, рис.8) и началось самое интенсивное глобальное потепление климата.

Диаграмма рис.126 расположением положительных сезонных аномалий подтверждает известные факты о том, что первое глобальное потепление климата атмосферы было преимущественно в летние месяцы, а в последние десятилетия глобальное потепление наиболее выражено в зимние и весенние месяцы.

Резкое потепление климата начиная с 1970-х годов, и особенно с 1990-х, обычно объясняют антропогенным эффектом, который набирает угрожающую скорость. Учитывая результаты анализа об ослаблении аккумулирующего эффекта океана в эти годы, о скорости антропогенного потепления следует сказать особо. Наблюдаемые стремительные глобальные изменения климата, действительно, нельзя объяснить только адвекцией тепла из океана. Температура океана растет в эти годы не столь быстро, и одновременно связь атмосферы с океаном ослабляется (ослабляется и инерционное влияние океана на атмосферу), значит, усиление адвекции в последние 20–30 лет происходит еще медленнее, чем растет температура поверхности океана, и не может служить источником стремительного повышения глобальной температуры континентального воздуха.

Только антропогенным влиянием тоже нельзя объяснить темпы современного потепления глобального климата, столь интенсивный рост концентрации парниковых газов антропогенного происхождения в последние два десятилетия не наблюдается. Опять же, учитывая результаты анализа об ослаблении аккумулирующего эффекта океана в эти годы, можно предположить, что усиленное потепление климата последних двух-трех десятилетий произошло из-за накопленных ранее парниковых газов. На фоне ослабления аккумулирующей роли океана действие парниковых газов проявилось в большей мере, чем ранее.

Несмотря на то, что подтверждено наличие парниковой составляющей в изменениях глобального климата со всеми возможными последствиями, полученные результаты также показывают, что экспоненциальное потепление в последние 10–20 лет, вызывающее особые опасения человечества своей скоростью, на самом деле

не являются результатом такого же ускоренного антропогенного воздействия на климат. В последние годы произошло наложение антропогенного фактора потепления на временное ослабление сдерживающего эффекта океана. Если в последующие годы влияние океана на континентальную атмосферу станет повышаться, то скорость глобального потепления может существенно замедлиться. По мнению С. С. Лаппо, океан может являться как неисчерпаемым источником, так и поглотителем тепла атмосферы. Он утверждает [8], что естественные многолетние колебания теплового и динамического режимов Мирового океана и атмосферы весьма значительны и наверняка превосходят современные предполагаемые глобальные антропогенные изменения климата.

До начала 70-х годов наблюдались синхронные тренды в температуре поверхности океана и в температуре континентального воздуха, видимо, значительная часть дополнительного тепла от парникового эффекта стекала в океан при существующем тогда уровне взаимодействия атмосферы и океана. Эта ситуация может повториться, если взаимодействие атмосферы и океана по каким-либо причинам опять усилится. Теплоемкость океана и его возможности по усвоению тепла безграничны [8].

Ослабление взаимодействия океана и атмосферы в последние десятилетия позволило увидеть проблему накапливающихся антропогенных парниковых газов и изменений климата, однако предстоящие изменения климата будут зависеть не только от парникового эффекта в атмосфере, но и от состояния других составляющих климатической системы.

3. Региональные особенности изменений инерционности атмосферы

От глобального климата перейдем к его региональным особенностям. Рассмотрим пространственные особенности выявленных полушарных закономерностей изменения индекса инерционности атмосферы.

По 3000 станций Северного полушария были вычислены погодичные индексы инерционности за 1920–2005 гг., по каждой станции вычислен тренд индекса за весь анализируемый интервал лет, и отдельно тренды вычислены за последние 30 лет (1976–2005 гг.). Достоверность трендов оценивалась по критерию Стьюдента.

На рис. 13 показано пространственное распределение трендов индекса инерционности атмосферы, полученных за 1920–2005 годы. Статистическая достоверность трендов на станциях обнаруживается во всех регионах и подтверждает неслучайность пространственного их распределения. Видно, что в Северном полушарии отрицательные тренды индекса преобладают. Это можно интерпретировать как многолетнюю тенденцию ослабления влияния океана на большей части суши Северного полушария.

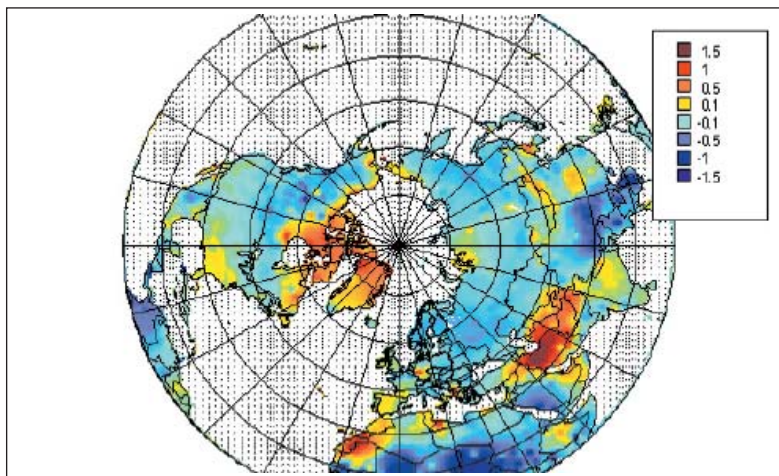


Рис. 13. Тренды индекса сезонной инерционности атмосферы за 1920–2005 гг. (в пересчете на 10 лет)

Наиболее быстрые изменения климата происходили с середины 1970-х годов. Поэтому важно оценить изменения за последние десятилетия более тщательно. На следующих двух рисунках показаны карта изменений индекса инерционности за 1976–2005 гг. (рис. 14) и карта расположения станций, на которых тренды были статистически достоверны (рис. 15).

За 30 лет заметно ослабло влияние океанов на атмосферу на обширной территории в Евразии севернее 45° с.ш. от Атлантики до меридиана 130° , исключая Таймыр. На описанной обширной территории индекс инерционности атмосферы имеет отрицательный тренд. Наиболее значительное ослабление влияния на этой обширной территории произошло в Сибири (рис. 13). Восточнее долготы 130° на Колыме и Чукотке суша расположена севернее широты 60° , а тренды индекса там слабые положительные.

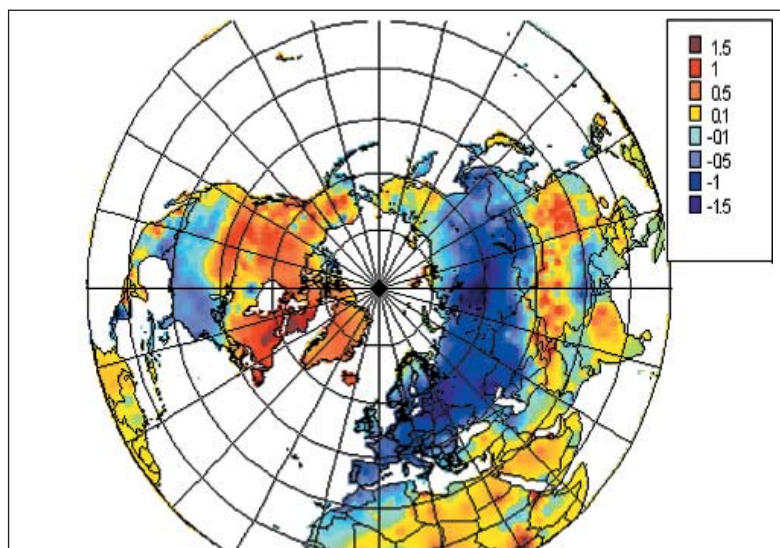


Рис.14. Тренды индекса сезонной инерционности атмосферы за 1976–2005 гг. (в пересчете на 10 лет)

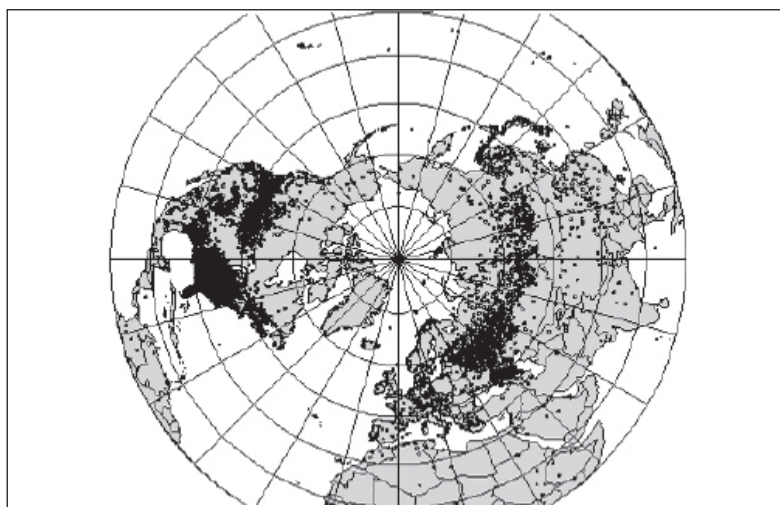


Рис.15. Станции со статистически достоверными трендами индекса сезонной инерционности атмосферы за 1976–2005 гг. (точками показаны станции с вероятностью случайности тренда <5%)

Южнее описанной территории (южнее географической широты 40–45°) в Евразии от Атлантики до Тихого океана тренды индекса преимущественно положительные, инерционность атмосферы в этих районах возрастает за последнее тридцатилетие, можно предположить, что влияние океана на континентальную атмосферу здесь возрастает. Однако в таких низких широтах годовой ход слабый и сезонные сдвиги плохо выражены, поэтому к результатам, относящимся к низким широтам, следует относиться как к предварительным. В экваториальных и тропических широтах индекс инерционности вообще не следует применять, так как четкий годовой ход здесь отсутствует.

В Американском секторе широтное распределение трендов противоположное. Севернее 40–45° тренды индекса положительные, а южнее – отрицательные. Отрицательные тренды индекса наблюдаются также на западе Аляски.

Ослабло также влияние океанов на атмосферу на северо-западе Африки и в высокогорных районах Азии (рис.14). Выявленные особенности базируются на статистически достоверных трендах ($P_{сл} < 5\%$) на станциях, расположение которых показано на рис.15.

Расположение обширных районов в средних и высоких широтах с отрицательным трендом индекса в Евразии и районов с положительным трендом на аналогичных широтах Америки показывает, что за рассмотренные 30 лет влияние океана на атмосферу в средних и высоких широтах ослабевало в Евразии и усиливалось в Америке. Южнее 40–45°, наоборот, в Америке влияние океана на атмосферу ослабевало, а в Евразии – усиливалось.

Сравнение карт трендов, полученных на интервале 1920–2005 и 1973–2005 гг., показывает, что общая площадь территории Северного полушария с отрицательными трендами индекса в последние десятилетия уменьшилась, но контрасты между регионами с разными знаками трендов усилились. Пространственные различия в изменении показателя взаимодействия атмосферы с океаном показывают, что перенос тепла с океана на континент или обратно сильно зависит от региональных особенностей атмосферной циркуляции.

4. Инерционность и изменчивость климата

Если многолетние изменения тепловой инерционности атмосферы проявляются в параметрах годового хода, то можно ожидать проявление подобного влияния в межгодовой изменчивости. Индекс инерционности является надежным показательным только в зоне выраженного годового хода, в связи с этим далее отбирались станции на географических широтах севернее 50° . Таким образом, для анализа было отобрано полторы тысячи станций. По каждой из них вычислены погодичные значения индекса инерционности и тренды индекса за 1920–2005 годы. За тот же период по каждой станции получены уравнения линейных трендов многолетнего хода температуры по каждому отдельному месяцу. Вычитание трендовых значений из исходных рядов температуры позволило получить многолетние ряды отклонений от трендов для изучения межгодовой изменчивости.

Значения в рядах отклонений могут быть положительными и отрицательными. Если существует рост межгодовой изменчивости, то должны возрастать по модулю как положительные, так и отрицательные значения рядов отклонений или могут возрастать значения только одного знака. Далее вычислялись отдельно тренды по положительным значениям и по модулю отрицательных значений отклонений. Увеличение с годами отклонений любого из знаков является характеристикой роста межгодовой изменчивости. Региональные особенности как межгодовой изменчивости, так и инерционности атмосферы различны на полушарии, они определяются циркуляционными особенностями сезона и региона. Важно понять, есть ли между знаком многолетнего тренда инерционности и знаком многолетнего тренда изменчивости на станции определенное соотношение. Далее выделялись станции, на которых наблюдалось одно из двух соотношений трендов:

- уменьшение инерционности и рост изменчивости на станции;
- увеличение инерционности и падение изменчивости на станции.

Оба варианта соответствуют подтверждению гипотезы о зависимости межгодовой изменчивости климата от интенсивности взаимодействия атмосферы с океаном. Отсутствие в каком-либо регионе указанных совпадений следует рассматривать как

отсутствие влияния инерционности атмосферы на межгодовую изменчивость климата.

На рис.16 для января показаны регионы в Северном полушарии севернее 50° с.ш., в которых совпадение одного из двух указанных вариантов наблюдалось. То есть на рис.16 выделены регионы, на которых подтверждается гипотеза о связи межгодовой изменчивости климата с интенсивностью взаимодействия атмосферы с океаном. На преобладающей части рассмотренной территории по данным января подтверждается гипотеза зависимости межгодовой изменчивости и экстремальности климата от инерционности атмосферы (от интенсивности взаимодействия атмосферы с океаном). К таким регионам относятся все европейские страны, большая часть России и почти вся Канада.

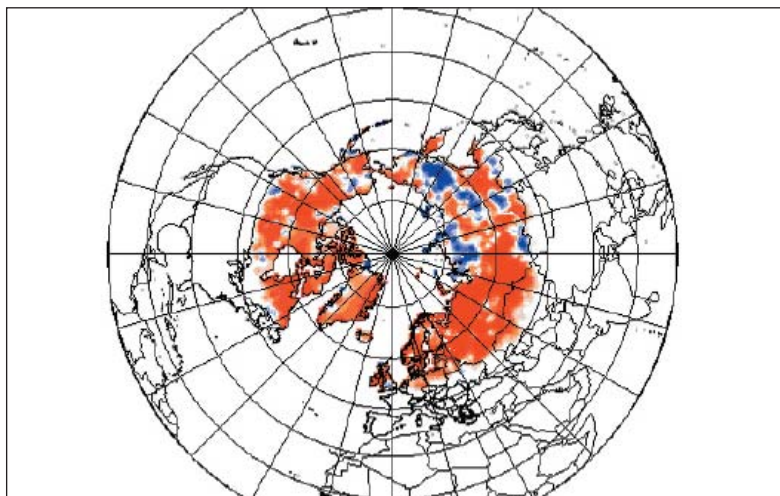


Рис.16. Регионы, в которых обнаружена зависимость величины межгодовой изменчивости температуры от изменения интенсивности взаимодействия атмосферы с океаном (красный – зависимость есть, синий – зависимости нет, белый – интенсивность взаимодействия не изменялась). Январь

По другим месяцам пространственное распределение таких областей меняется в соответствии с изменениями характера атмосферной циркуляции и меняются количественные оценки, но общий вывод о связи межгодовой изменчивости климата с интенсивностью взаимодействия атмосферы с океаном сохраняется.

По всем месяцам произведены подсчеты количества станций (в % от общего количества станций), на которых подтверждается упомянутая гипотеза, сводные результаты показаны на диаграмме (рис.17).

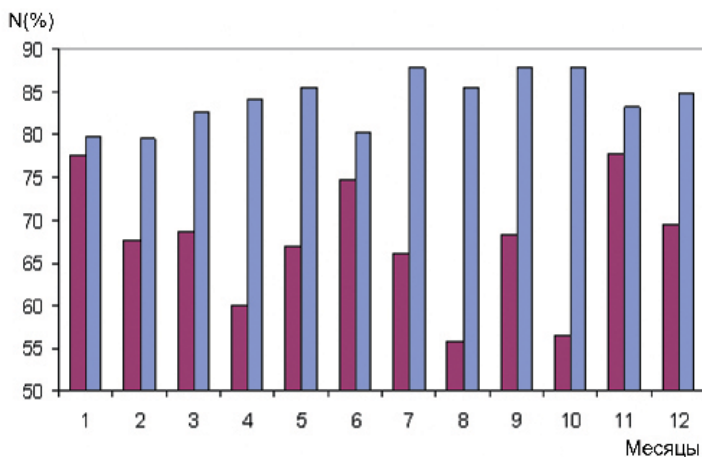


Рис. 17. Количество станций (%), на которых по данным за 1920–2005 гг. подтверждается гипотеза в двух вариантах: а (■) – уменьшение инерционности и рост изменчивости; б (■) – увеличение инерционности и падение изменчивости

Из рис.17 видно, что при уменьшении индекса инерционности во все месяцы года на полушарии преобладает рост изменчивости температуры – около 65% случаев. При увеличении индекса инерционности во все месяцы преобладает падение изменчивости температуры – более 80% случаев. Гипотеза в основном подтверждается.

Аналогичные подсчеты, выполненные за последние 30 лет, показали более тесную зависимость межгодовой изменчивости от инерционности атмосферы.

Из рис. 18 видно, что в последние три десятка лет при уменьшении индекса инерционности (вариант а) во все месяцы года наблюдался рост изменчивости температуры в январе на 56% станций, а во все другие месяцы – на 70–90% станций Северного полушария. При увеличении индекса инерционности (вариант б) в январе – на 65% станций, а во все другие месяцы – на 70–90%

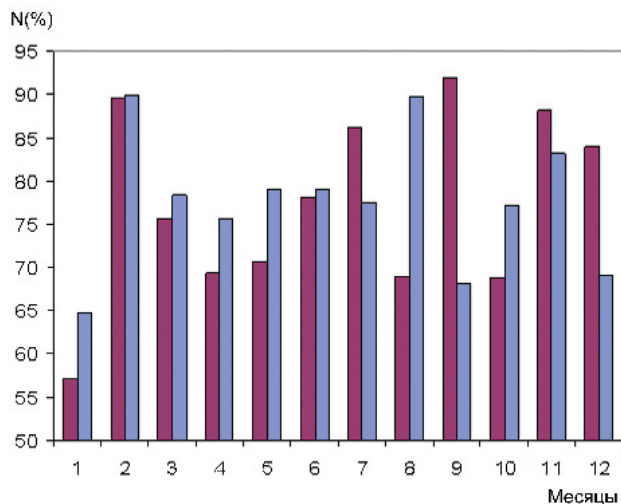


Рис.18. Количество станций (%), на которых по данным за 1976 – 2005 гг. подтверждается гипотеза в двух вариантах: а (■) – уменьшение инерционности и рост изменчивости; б (■) – увеличение инерционности и падение изменчивости

станций Северного полушария. Последнее тридцатилетие отличается самыми низкими значениями индекса инерционности и большим количеством станций, на которых подтверждается связь межгодовой изменчивости с интенсивностью теплового взаимодействия атмосферы и океана.

Полученные результаты подтверждают, что в тех регионах, где в XX веке происходит ослабление взаимодействия атмосферы и океана, наблюдается рост изменчивости (рост модуля положительных и отрицательных отклонений температуры от тренда), а там, где взаимодействие атмосферы и океана усиливается, океан оказывает сглаживающее действие и наблюдается уменьшение межгодовой изменчивости температуры (уменьшение модуля положительных и отрицательных отклонений от тренда).

Основные результаты

В результате численных экспериментов, выполненных на выборках метеорологических данных при различных физико-гео-

графических условиях, показано наличие трендов температуры воздуха парникового происхождения, не связанных с водяным паром. Согласно публикациям парниковый эффект – результат накопления CO_2 , метана и других газов в атмосфере. Наличие облачности нивелирует действие парникового эффекта.

Эффективность парниковых газов по определению связана с радиационным балансом земля–атмосфера; показано, что в сухой безоблачной атмосфере парниковый эффект возрастает с увеличением географической широты и в зимнее время года. Севернее 58°с.ш. эффект CO_2 часто перекрывается облачными полями и, возможно, адвективными процессами.

Предложен индекс инерционности атмосферы, характеризующий интенсивность крупномасштабного теплового взаимодействия атмосферы и океана. По значениям индекса на данных более чем за 100 лет показано ослабление взаимодействия атмосферы с океаном, особенно в последние десятилетия. В результате уменьшился сток излишнего «парникового» тепла в океан и интенсивность глобального потепления возросла.

Ослабление взаимодействия атмосферы с океаном в последние десятилетия привело также к уменьшению инерционности атмосферных процессов и росту межгодовой изменчивости, который, видимо, является причиной известного роста экстремальности климата.

Список литературы

1. Андрианова О.Р., Белевич Р.Р. О связи колебаний некоторых океанографических характеристик с вариациями угловой скорости вращения Земли // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 11. – С.64–71.
2. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 469с.
3. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 298с.
4. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Б.П. Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989 – 567с.
5. Дубов А.С., Малевский-Малевич С.П., Карачев В.И. Об энергетическом балансе поверхности океана // Труды ДВНИГМИ. – 1975. – Вып.56. – С.167–177.
6. Изменения климата: Третий оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC). 2001. www.ipcc.ch

7. Котляков В. М. Глобальные изменения климата: антропогенное влияние или естественные вариации? // Экология и жизнь. – 2001. – №1. – С.44–45.
8. Лаппо С. С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. – М., 1984. – С. 125–129.
9. Монин А. С. Фундаментальные следствия взаимодействия атмосферы и океана. // Изв.АН СССР. ФАО. – 1969. – №11. – С.1102–1113.
10. Павлов А. В. Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // Известия РАН. Серия геогр. – 1997. – № 4. – С. 61–73.
11. Третье национальное сообщение Российской Федерации, представленное в соответствии со статьями 4 и 12 Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата. Межведомственная комиссия Российской Федерации по проблемам изменения климата. – М, 2002. – 123 с., www.unfccc.int
12. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 567с.
13. Gruza G., Rankova E., Razuvaev V., and Bulygina O. Indicators of climate change for the Russian Federation. Climate Change. – 1999. – Vol. 42. – P. 219–242.
14. Haeberli W. Glacier fluctuations climate change detection – operational element of a worldwide monitoring strategy/ Bull.WMO. – 1995. – Vol. 44. – P.23–31.
15. IPCC 1996: Climate change. The science of climatic change / Eds. Houghton J.T. e.a. Cambridge. Camb. Univ. Press. 572 p.
16. Oechel W.C., Hastings S.Y. e.a. Recent change in Arctic tundra ecosystems from a carbon sink to a source. Nature. – 1993. – Vol. 361 – P.520–523.

КРИТЕРИИ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ТЕМПЕРАТУРНОМ РЕЖИМЕ И РЕЖИМЕ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Введение

В последние годы в связи с повышением глобальной температуры воздуха и ростом изменчивости климата все большее внимание уделяется исследованиям повторяемости экстремальных климатических явлений. Количественное описание повторяемости экстремальных климатических явлений является сложной задачей, поскольку частота таких событий по определению мала и использование стандартных статистических методов затруднительно. По данным Международной рабочей группы по разработке индексов и индикаторов экстремальных климатических явлений, в состав которой входили представители 23 стран, в том числе и России, на территории практически всех крупных регионов земного шара отмечены существенные изменения в повторяемости экстремальных климатических явлений в последние годы.

На территории России возрастает число дней с аномально высокими температурами зимой [1]. Особенно это проявляется в восточных регионах России. Как правило, необычно высокие температуры воздуха сопровождаются резким перепадом температур за короткий промежуток времени, что само по себе может вызвать отрицательные последствия для здоровья человека. Кроме того, резким перепадам температуры обычно сопутствуют сильные осадки и ураганный ветер, что часто становится причиной значительного материального ущерба.

Анализ имеющихся временных рядов суточных сумм атмосферных осадков показал, что в ряде регионов страны в летние месяцы возрастает число дней с интенсивными осадками [3, 4]. Происходит некоторое перераспределение в выпадении осадков: общая сумма осадков за теплый период может измениться сравнительно мало, но большая их часть придется на кратковременные ливни. В настоящее время нельзя сказать, являются ли такие изменения одним из проявлений крупномасштабных изменений

в состоянии климатической системы, как, например, глобальное потепление, или связаны с другими процессами, в том числе и антропогенного характера. Однако не вызывает сомнения необходимость тщательного изучения таких изменений на территории отдельных регионов.

Данные

Для расчетов использовались ежедневные данные о температуре воздуха (минимальная и максимальная) и атмосферных осадках за период с 1936 по 2004 г. на 450 метеорологических станциях России.

Методика

При исследовании экстремальности климата в качестве индексов экстремальности использовалось число дней за месяц, когда суточная температура воздуха (сумма осадков) была выше или ниже некоторого предельного значения. Для определения этого предельного значения все значения минимальной температуры воздуха (максимальной температуры, осадков) за рассматриваемый месяц ранжировались по возрастанию. Значение метеорологической величины, соответствующее границе 95%-и 5%-ного интервалов ранжированного ряда, рассматривалось как предельное. Эти величины также можно рассматривать как характеристику экстремальности климата. Поскольку территория России крайне неоднородна по климатическим условиям, изучение пространственного распределения полученных характеристик очень важно для определения и мониторинга экстремальных климатических явлений.

Результаты

Максимальная температура воздуха

Зима

В январе на территории России формируется главный или сибирский полюс холода. В Якутии, где сильные излучения снежного покрова и интенсивное выхолаживание воздуха в котловинах Среднесибирского нагорья при малооблачной погоде в области обширных антициклонов обуславливают самые низкие темпе-

ратуры, даже экстремально высокие максимальные температуры составляют $-25...-28^{\circ}\text{C}$ (рис. 1). Изолинии равных значений критерия экстремальности, как и изотермы, в Восточной Сибири направлены с юго-запада на северо-восток.

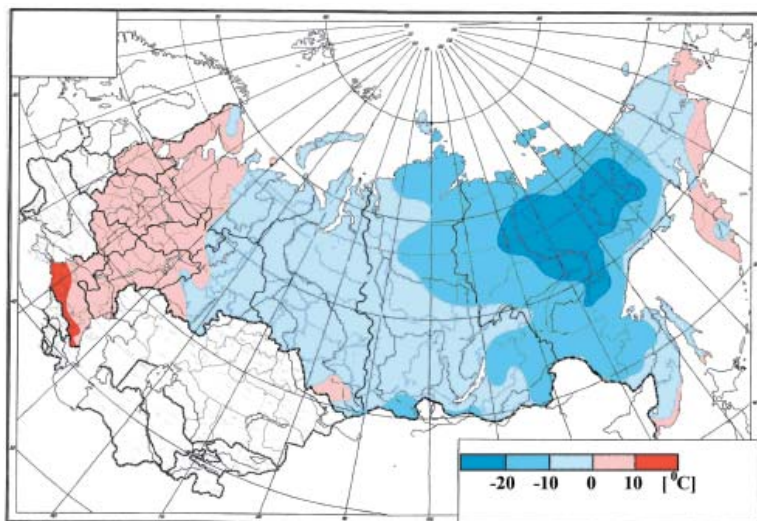


Рис. 1. Значения границы 95%-ного интервала в рядах максимальной температуры. Январь

К побережью Охотского моря резко возрастают горизонтальные градиенты. Сгущение изолиний вдоль побережья объясняется как отопляющим влиянием моря, так и его защищенностью от холодных воздушных потоков с суши хребтами Восточной Сибири. Даже на северном полуострове Чукотка значение 95%-ного интервала максимальной температуры выше 0°C . На Курильских островах получены максимальные для Азиатской территории России значения критерия экстремальности по максимальной температуре воздуха (-3°C).

На Дальневосточном юге значения 95%-ного интервала в рядах максимальной температуры, несмотря на близость океана, гораздо ниже, чем на такой же широте Европейской территории России. Климат этих районов носит муссонный характер, поэтому зимой преобладают северо-западные воздушные потоки с холодного материка по восточной периферии Сибирского антициклона. Вершины

горного хребта Сихотэ-Алинь не настолько высоки, чтобы задержать мощные потоки очень холодного воздуха, поэтому только на побережье Приморского края значения $T_{\max 95}$ выше 0°C .

К западу от полюса холода градиенты изменения 95%-ного интервала максимальной температуры значительно уменьшаются. Большие градиенты сохраняются только на юге Восточной и Западной Сибири. В Тыве, где в горных котловинах застаивается холодный воздух, значения 95%-ного интервала максимальной температуры ниже, чем на Таймыре. Очень большую роль рельеф играет в распределении критерия экстремальности по максимальной температуре воздуха на Алтае. В предгорьях Алтая, в степной зоне Алтайского края, значения 95%-ного интервала превышают 0°C , а в высокогорном Кош-Агачском районе опускаются до -10°C .

На большей части Европейской территории России (ЕТР) значения $T_{\max 95}$ положительные. На северном побережье, в Мурманской области, значения 95%-ного интервала положительные, т.к. здесь сказывается влияние теплого течения Гольфстрим. В континентальных районах Мурманской области значения критерия экстремальности немного ниже 0°C . Небольшие отрицательные значения ($-0,5 \dots -2,5^{\circ}\text{C}$) получены на Урале, в Республике Коми и Ненецком АО. В центре ЕТР значения 95%-ного интервала максимальной температуры колеблются в пределах $1-3^{\circ}\text{C}$, медленно уменьшаясь от западных границ к Уралу. В Калининградской области, где гораздо сильнее влияние Атлантики, эти значения возрастают до 6°C . Такие же значения $T_{\max 95}$ получены в Ростовской и Астраханской областях. А максимальные значения этот критерий экстремальности на территории России достигает на Черноморском побережье Кавказа ($15-16^{\circ}\text{C}$). На Каспийском побережье Кавказа значения 95%-ного интервала для максимальной температуры ниже -9°C , т. к. в эти районы открыт доступ холодных антициклонических потоков с северо-востока.

Весна

Весной, в апреле, распределение значений 95%-ного интервала в ряду максимальной температуры воздуха носит более зональный характер. На Азиатской территории нет влияния сезонного центра действия атмосферы – Сибирского антициклона. Суша прогревается сильнее, поэтому значения $T_{\max 95}$ у восточного побережья ниже, чем в центральной части материка. На арктическом побережье Азиатской территории России значения 95%-ного интервала в

рядах максимальной температуры все еще отрицательные, на арктических островах они составляют $-7 \dots -8$ °С. В предгорных районах Алтайского края и горных долинах Тывы критерии экстремальности превышают 20 °С, а на высокогорье не поднимаются выше 5–10 °С.

На ЕТР, имеющей более сглаженный рельеф, значения $T_{\max 95}$ довольно плавно возрастают от 2–5 °С на севере до 20–25 °С на юге. Небольшое возмущение в эту зональность вносят Уральские горы. На Северном Кавказе на распределение значений 95%-ного интервала оказывает влияние не только горная система Кавказа, но и соседство двух морей – Черного и Каспийского. Из-за более сильного прогрева суши максимум значений в апреле от побережий смещается в центральные районы Краснодарского и Ставропольского краев. В Калининградской области, как и центральных областях ЕТР, значения $T_{\max 95}$ колеблются в пределах 21–25 °С.

Лето

В июле на всей территории России значения 95%-ного интервала в рядах максимальной температуры воздуха положительные (рис. 2). Минимальные значения получены на арктических островах Северной Земли (4–6 °С). При продвижении в глубь континента значения $T_{\max 95}$ быстро возрастает и на Европейской,

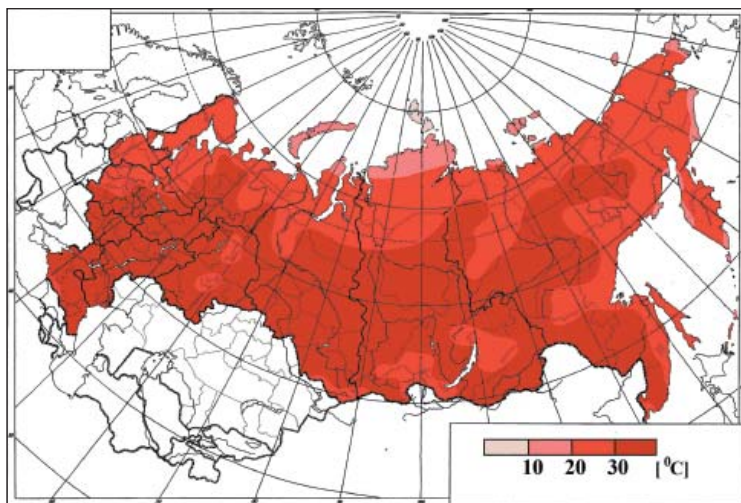


Рис. 2. Значения границы 95%-ного интервала в рядах максимальной температуры. Лето

и на Азиатской территориях России. Изолиния $T_{\max 95} = 30$ °С как бы очерчивает береговую линию на западе, севере и востоке. На восточном побережье значения 95%-ного интервала значительно ниже. Здесь сказывается влияние Алеутской депрессии.

На огромной территории – от центральных областей ЕТР до Лены – значения 95%-ного интервала составляют 30 – 32 °С, немного уменьшаясь на Алтае и в районе Байкала. Большие водоемы, к которым относится и озеро Байкал, в летний период оказывают охлаждающее воздействие на прибрежную территорию. Максимальные значения $T_{\max 95}$ в июле на территории России наблюдаются в южных и юго-восточных районах ЕТР. В Астраханской области и Калмыкии значения критерия экстремальности достигают 38 – 39 °С. Это объясняется тем, что в засушливых южных районах, к которым и относятся данные области, при нагревании приземных слоев воздуха очень малы затраты на испарение, которые уменьшают температуру.

Осень

В октябре уже начинается перестройка атмосферных процессов от летних к зимним, но на распределение значений максимальной температуры и 95%-ного интервала это сказывается в меньшей степени, чем на распределение средних значений. Поле изолиний, равных значений $T_{\max 95}$, в октябре сильно изрезано. На арктических островах, на северном побережье Таймыра и в Якутии значение 95%-ного интервала в рядах максимальной температуры уже ниже 0 °С.

К югу значения возрастают, но на Азиатской территории России, только на Алтае и в Приморье, критерий экстремальности превышает 20 °С. На ЕТР южнее границы Оренбургская область – Средняя Волга – юг ЦЧО значения 95%-ного интервала больше 20 °С. Максимальные значения $T_{\max 95}$ (более 25 °С) получены в Краснодарском крае.

Минимальная температура воздуха

Зима

Зимой в силу более интенсивного выхолаживания суши самые низкие значения 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры воздуха получены в Республике Саха (Якутия). Рекордно низкие температуры, как и положено, отмечаются на полюсе холода –

в якутском поселке Оймякон. Критерий экстремальности по минимальной температуре здесь достигает -60°C . Еще одна область очень низких значений критерия экстремальности по минимальной температуре получена на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья, где в долине р. Оленек $T_{\min 5}$ составляют $-55 \dots -56^{\circ}\text{C}$. На большей части Якутии критерий экстремальности по минимальной температуре очень низкий (менее -50°C). Значение $T_{\min 5}$ повышается до $-42 \dots -45^{\circ}\text{C}$ на арктическом побережье и островах (см. рис. 3).

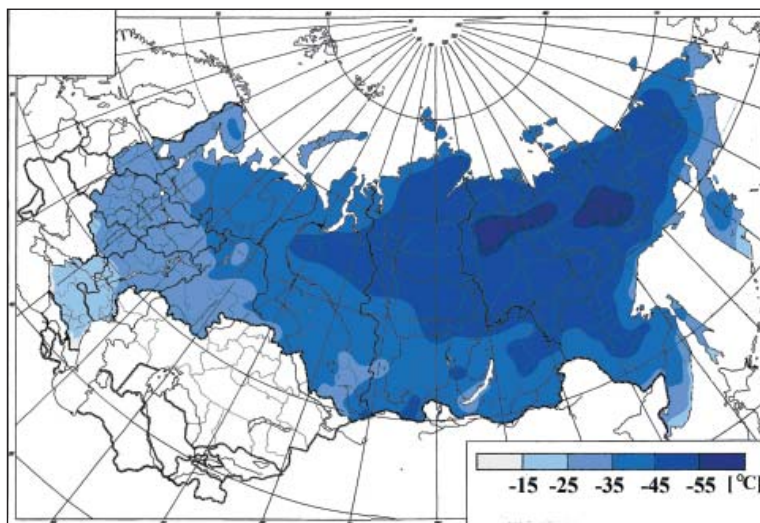


Рис. 3. Значения границы 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры. Зима

Резко возрастают горизонтальные температурные градиенты у Дальневосточного побережья. Если в континентальных районах Магаданской области экстремальной считается минимальная температура ниже $-50 \dots -54^{\circ}\text{C}$, то на побережье эта температура составляет уже $-28 \dots -30^{\circ}\text{C}$. На юге Камчатского полуострова и Курилах зимы довольно мягкие, сильных морозов не бывает, критерий экстремальности здесь не превышает $-12 \dots -14^{\circ}\text{C}$. На Сахалине, где слабее влияние Алеутской депрессии, морозы покрепче, особенно в северной части острова. Значения $T_{\min 5}$ на Сахалине колеблются от $-33 \dots -35^{\circ}\text{C}$ на севере до $-15 \dots -17^{\circ}\text{C}$ на юге.

Очень низкие значения 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры воздуха получены также в континентальных районах Хабаровского края, Амурской области, Забайкалье. Эти районы зимой находятся в зоне влияния Сибирского антициклона, где при ясной и безветренной погоде происходит сильное выхолаживание воздуха.

Несмотря на утверждение в [2], что влияние холодных водоемов зимой на режиме минимальной температуры не сказывается совсем, в районе оз. Байкал получены значения 5%-ного интервала в рядах минимальных температур значительно выше, чем в районах, находящихся на некотором удалении от озера.

На Европейской территории России наиболее низкие значения $T_{\min 5}$ отмечаются на северо-востоке, в Республике Коми (-42°C), что связано с застаиванием холодных воздушных масс перед Уральским хребтом. На побережье Баренцева моря минимальные температуры воздуха значительно выше, чем в континентальных районах Кольского полуострова из-за влияния теплого течения Гольфстрим. К югу изолинии равных значений $T_{\min 5}$ приобретают почти широтное направление. Однако в центре ЕТР в западных районах значения $T_{\min 5}$ гораздо выше, чем в восточных, за счет довольно ощутимого влияния Атлантики.

Наиболее высокие значения 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры воздуха отмечаются на Черноморском побережье Кавказа ($-2 \dots -3^{\circ}\text{C}$) благодаря «отепляющему» влиянию Черного моря и защищенности побережья от холодных ветров высокими горными хребтами. На Каспийском побережье значения $T_{\min 5}$ ниже, т.к. в эти районы зимой свободно проникают холодные антициклонические воздушные массы с северо-востока.

Весна

В апреле изолинии приобретают более широтный характер, что обусловлено ростом влияния в формировании температурного режима радиационных факторов. Область наиболее низких значений $T_{\min 5}$ (ниже -35°C) двумя обширными языками опускается с Таймыра на север Эвенкийского АО и с арктического побережья Якутии по течению Индигирки до Оймякона. Еще одна область столь же низких значений критерия экстремальности сформировалась в континентальных районах Чукотского АО. К побережью Охотского моря значения $T_{\min 5}$ значительно возрастают, но горизонтальные градиенты гораздо меньше январских. На арктическом

побережье значения 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры остаются очень низкими ($-32\dots-34$ °C). Разница между $T_{\min 5}$ в континентальных и прибрежных районах сильно уменьшается за счет начинающегося более быстрого прогревания суши. Самым теплым сектором Арктики, по-прежнему, остается западный: на побережье Баренцева моря значения критерия экстремальности по минимальной температуре воздуха составляют всего $-12\dots-14$ °C. Влияние Атлантики на Европейской территории России ослабевает, поэтому сглаживается разница между значениями $T_{\min 5}$ в западных и восточных районах. На Черноморском и Каспийском побережьях Кавказа значения 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры воздуха положительные ($1\dots3$ °C). Это максимальные значения в апреле на территории России.

На той же географической широте в Приморье значения $T_{\min 5}$ гораздо ниже: $-2\dots-3$ °C – на побережье и $-5\dots-6$ °C – в континентальных районах. На юге Азиатской территории в пониженных формах рельефа, в долинах рек, где застаивается холодный воздух, в апреле еще отмечаются очень низкие минимальные температуры воздуха. На юге оз. Байкал и в апреле получена область повышенных значений критерия экстремальности по минимальной температуре воздуха.

Лето

Июль практически на всей территории России – самый жаркий месяц. Только на побережьях, особенно восточных, максимальные температуры воздуха отмечаются в августе, когда ослабевает охлаждающее влияние морей. Распределение минимальной температуры воздуха гораздо более сложное даже в июле, т.к. на минимальную температуру в гораздо большей степени, чем на максимальную, влияют местные условия и характер рельефа. Именно этим объясняются островки отрицательных значений 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры воздуха, разбросанные по Среднесибирскому плоскогорью (рис. 4). В пониженных местах, долинах рек в размытом барическом поле температура воздуха в ночные часы может опускаться ниже 0 °C. Отрицательные значения критерия экстремальности по минимальной температуре воздуха отмечаются на всем арктическом побережье, за исключением побережья Баренцева моря. На Кольском полуострове значения $T_{\min 5}$ составляют $2\dots3$ °C, почти столько же, как на Камчатке, которая расположена гораздо южнее. Значения

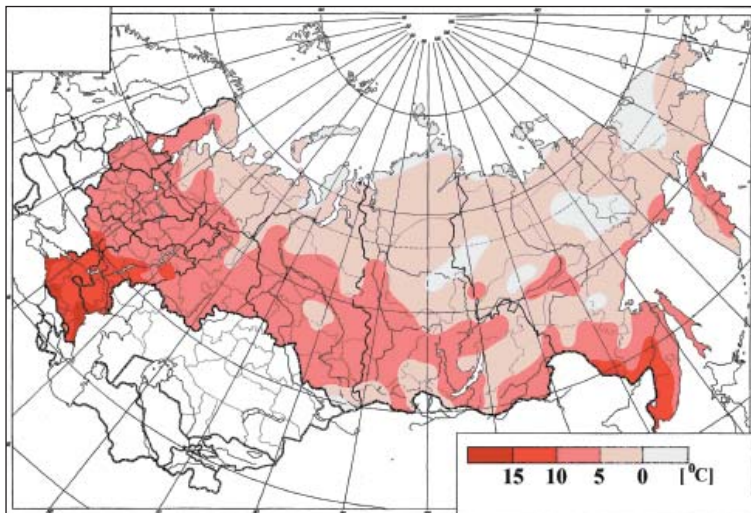


Рис. 4. Значения границы 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры. Лето

критерия экстремальности по минимальной температуре воздуха на Азиатской территории ниже, что обусловлено еще и интенсивной циклонической деятельностью в летний период над Сибирью и Дальним Востоком.

В центральных областях ЕТР $T_{\min 5}$ слабо увеличивается с запада на восток по мере удаления от Атлантики. Максимальные значения 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры воздуха наблюдаются на Черноморском и Каспийском побережьях Кавказа – 15–17 °С.

Осень

Распределение критерия экстремальности по минимальной температуре воздуха в октябре ближе к зимнему. На Азиатской территории России положительные значения $T_{\min 5}$ в октябре сохраняются только на Курильских островах, что обусловлено влиянием усиливающейся Алеутской депрессии и теплого течения в Тихом океане (ветвь Куросио).

В октябре уже формируются очаги холода в Якутии в долинах рек Оленек и Индигирка. Очень низкие значения $T_{\min 5}$ наблюдаются на севере Забайкалья и Амурской области (-25...-27 °С), в

континентальных районах Магаданской области и Чукотского АО (до -30°C). На побережье Охотского моря значения 5%-ного интервала возрастают до $-7\ldots-10^{\circ}\text{C}$, поэтому в узкой прибрежной полосе велики горизонтальные градиенты. Очень сложное распределение $T_{\min 5}$ на Камчатке: в центральных районах полуострова критерий экстремальности по минимальной температуре достигает -15°C , на западном и восточном побережьях возрастает до $-5\ldots-8^{\circ}\text{C}$, а на самом юге полуострова – чуть выше 0°C . На Курильских островах отмечаются самые высокие значения для Азиатской территории России – до 2°C .

На Европейской территории России наиболее низкие значения 5%-ного интервала в рядах минимальной температуры воздуха получены в северо-восточных районах – Ненецком АО и Республике Коми ($-20\ldots-21^{\circ}\text{C}$). Изолинии равных значений критерия экстремальности проходят с северо-запада на юго-восток, поэтому $T_{\min 5}$ на Кольском полуострове почти такая же, как на Южном Урале. В центральных областях ЕТР значения $T_{\min 5}$ уменьшаются с запада на восток. На западе Ленинградской области, в Калининградской, Псковской областях, где наиболее сильно сказывается влияние Атлантики, значения критерия экстремальности по минимальной температуре составляет $-2\ldots-4^{\circ}\text{C}$, тогда как в Поволжье и Предуралье они опускаются до $-6\ldots-8^{\circ}\text{C}$. Положительные значения $T_{\min 5}$ получены на Черноморском и Каспийском побережьях Северного Кавказа.

Атмосферные осадки

Зима

Большая часть Азиатской территории России зимой находится под влиянием Сибирского антициклона, поэтому осадков выпадает очень мало. Лишь на правобережье Енисея, у подножий Енисейского кряжа, осадки увеличиваются, значения 95%-ного интервала в рядах суточных сумм осадков составляют 4–5 мм. В Якутии эти значения не превышают 2 мм. Минимальные значения критерия экстремальности по осадкам не только для Азиатской территории, но и для всей России, получены в Забайкалье, которое в зимнее время практически изолировано от всех влагонесущих потоков. В Забайкалье значения R_{95} не превышают 1 мм (см. рис. 5).

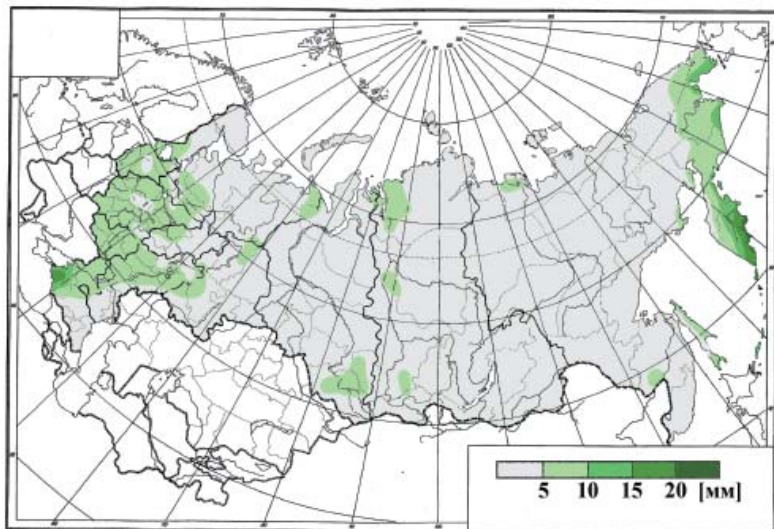


Рис. 5. Значения границы 95%-ного интервала в рядах осадков. Зима

К Дальневосточному побережью влияние Сибирского антициклона ослабевает, усиливается циклоническая деятельность, развивающаяся в системе Алеутской депрессии, что способствует увеличению осадков на Камчатке, Чукотке, Курилах и Сахалине. Значения 95%-ного интервала в рядах суточных сумм здесь значительно выше, чем в континентальных районах – 8–10 мм. Максимальные значения получены на юго-востоке Камчатки – более 20 мм.

В центральной части Западной Сибири режим осадков определяется защищенностью от западных влагонесущих потоков Уральским хребтом и влиянием Сибирского антициклона. Осадков выпадает мало, поэтому суточное количество осадков, превышающее 3–4 мм, уже можно считать экстремальным. Увеличение осадков в северных районах Западной Сибири и на о. Таймыр связано с активной циклонической деятельностью, которая развивается на арктическом фронте. Критерии экстремальности по осадкам в этих районах возрастают до 6–8 мм.

Совершенно отличный от прилегающих территорий режим осадков характерен для больших горных систем юга Сибири – Алтая и Саян. Максимальное количество осадков получают наветренные склоны, а минимальное – межгорные котловины и глубокие долины.

Отсюда такая сложная структура поля R_{95} на юге Сибири. Наибольшие значения 95%-ного интервала отмечены на северо-западных склонах, которые находятся на пути влагонесущих потоков.

На Европейской территории зимой влияние Атлантики наиболее ощутимо в западных районах центральной зоны, с Атлантики сюда поступают влажные воздушные массы. В Северо-Западном районе R_{95} составляет 5–7 мм, в Калининградской области возрастает до 7–8 мм. К востоку значения критерия несколько уменьшаются (3–4 мм), а в Предуралье вновь возрастают до 5–6 мм. К северу значения 95%-ного интервала уменьшаются за счет уменьшения влагосодержания атлантического воздуха по мере его продвижения на восток. На юге ЕТР значения R_{95} уменьшаются с северо-запада на юго-восток и в Астраханской области не превышают 3–4 мм.

Максимальные значения критерия экстремальности по осадкам получены на Черноморском побережье Кавказа, где велико влияние южных средиземноморских циклонов. На зимнее время приходится максимальное количество осадков. В районе Туапсе – Сочи R_{95} составляет 25–30 мм. Каспийское побережье Кавказа зимой находится больше под влиянием Сибирского антициклона, поэтому осадков выпадает гораздо меньше. Северный Кавказ – зона максимальных горизонтальных градиентов в поле распределения R_{95} .

Весна

На большей части Азиатской территории России значения 95%-ного интервала в рядах суточных сумм осадков в апреле возрастает. И только на Арктических островах и востоке Якутии эти значения, как и зимой, не превышают 2 мм. Осадков здесь выпадает мало из-за недостаточной влажности арктического воздуха, поступающего в эти районы. На Дальневосточном побережье зона максимальных значений смещается к югу в связи с ослаблением Алеутской депрессии. Максимальные значения R_{95} на Азиатской территории получены на Курилах – более 20 мм.

В центральных районах Западной Сибири значения 95%-ного интервала в апреле возрастает до 6–8 мм, уменьшаясь к северу и югу. Еще один максимум получен на Алтае, в апреле критерий экстремальности достигает 9–10 мм в юго-западных районах, резко уменьшаясь в юго-восточных высокогорных районах.

В центральной зоне Европейской территории России значения R_{95} практически не меняются с запада на восток и составляют 6–8 мм. К северу значения 95%-ного интервала уменьшаются и на побережье Баренцева моря не превышают 3–4 мм. На юге ЕТР четко выражено уменьшение значений с северо-запада на юго-восток. Максимальные значения критериев экстремальности (17–22 мм) получены, как и зимой, на Черноморском побережье Кавказа.

Лето

На севере Азиатской территории России значения 95%-ного интервала в рядах суточных сумм осадков в июле наименьшие. Несмотря на циклоническую деятельность, арктический воздух не достаточно влажен.

В Восточной Сибири R_{95} , постепенно увеличиваясь к югу, достигает максимальных значений в Забайкалье и Предбайкалье (рис. 6). Увеличение осадков в этих районах связано с большой повторяемостью циклонов, которые развиваются в системе летней Азиатской депрессии, а также с довольно активной конвективной деятельностью.

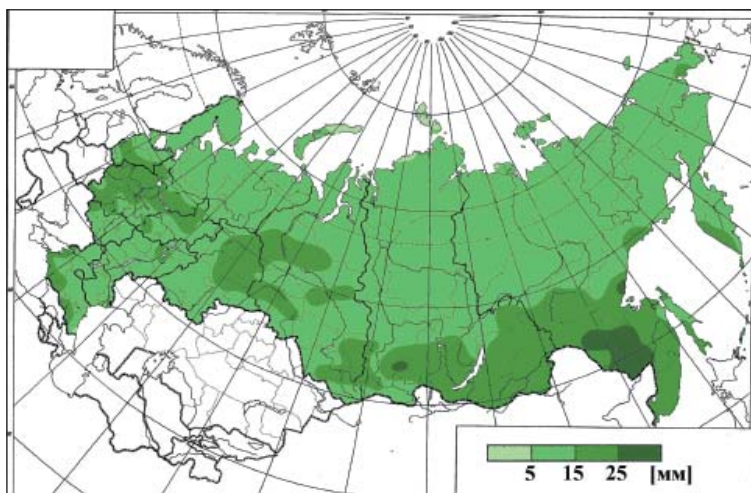


Рис. 6. Значения границы 95%-ного интервала в рядах осадков. Лето

Еще один локальный максимум получен в районе хребта Хамар-Дабан на юго-западе Иркутской области. На склонах этого хребта, обращенных к оз. Байкал, в летний период выпадает очень много осадков за счет интенсивного влагопереноса северо-западными ветрами.

На Дальневосточном юге летний режим осадков определяет влажный муссон. Однако увеличение летних осадков за счет муссона сказывается только в узкой прибрежной полосе на побережьях Охотского (Аян) и Японского (Приморский край) морей, а также на склонах Бурейского хребта и Сихотэ-Алиня. Путь влагонесущим потокам в континентальные районы практически на всем Дальневосточном побережье преграждают довольно высокие горные хребты. Максимальные значения критерия экстремальности по суточной сумме осадков (30 мм) получены на севере Курильской гряды (о. Парамушир).

На Европейской территории России минимальные значения R_{95} (3–5 мм) отмечаются на юго-востоке, Нижнем Поволжье и Дагестане, максимальные – на Черноморском побережье Кавказа (25 мм). В центральной зоне ЕТР критерии экстремальности составляют 14–17 мм, уменьшаясь к северу до 7–9 мм.

Осень

В октябре в связи с перестройкой атмосферных процессов значительно уменьшается величина 95%-ного интервала в рядах суточных сумм осадков в Восточной Сибири. Минимальные значения (менее 2 мм) наблюдаются на архипелаге Новосибирские о-ва и в некоторых районах Забайкалья. Наибольшие значения (более 30 мм) отмечаются на юге Камчатки и Курильских о-вах, где на осень приходится максимальное количество осадков.

Влияние западного переноса в октябре сказывается на огромной территории – от западных границ России до Енисея. Значения 95%-ного интервала мало изменяются на этой территории и составляют 7–10 мм. Небольшое уменьшение наблюдается непосредственно за Уральским хребтом и на юге Западной Сибири («дождевая тень»). На Северном Кавказе и в октябре максимальные значения наблюдаются на Черноморском побережье, но разница между значениями на Черноморском и Каспийском побережьях не так велика. Это связано с тем, что на северо-западном побережье Каспия (Махачкала) осенью наблюдается максимум в годовом ходе осадков.

Выводы

Факт увеличения в последние годы климатических экстремальных (засухи, наводнения, продолжительные периоды с сильной жарой или морозами) и стихийных погодных (шквалы, смерчи, сильные ливни, град) явлений заставляет ученых искать причины, позволяющие этот факт объяснить. Некоторая «доля» проявления экстремальности климата отражается в многолетних климатических характеристиках региона. С помощью предложенной методики получены критерии экстремальности по минимальной и максимальной температурам воздуха и атмосферным осадкам, проанализировано пространственное распределение полученных характеристик на территории России. Данные, приведенные в статье, позволят более эффективно использовать климатическую информацию, выработать рекомендации для уменьшения потерь от негативных последствий экстремальных изменений климата с учетом его региональных особенностей.

Список литературы

1. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Кузнецова В.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т. Анализ изменчивости климата на территории России в последние десятилетия // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2000. – Вып. 167. – С. 3–15.
2. Климат России / Под редакцией д-ра геогр. наук Н.В. Кобышевой. – С.-Пб: Гидрометеиздат, 2001. – 655 с.
3. Gruza G., Rankova E., Razuvaev V., Bulygina O. Indicators of climate change for the Russian Federation // Climate Change. – 1999. – Vol. 42. – P. 219–242.
4. Bulygina, O.N., Razuvaev V.N., Korshunova N.N., Schvets N.V. Climate variations and changes in climate extreme events in Russia. // Proceedings of the Second European Conference on Applied Climatology, Vienna, Austria, 19–23 October. – 1998. – P. 168.

ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ

Введение

Состояние снежного покрова – одна из важнейших характеристик регионального климата. На фоне глобального потепления, наблюдаемого в последние десятилетия, происходят изменения и характеристик снежного покрова. Южная граница распространения снежного покрова на Европейской территории России (ЕТР) и в Западной Сибири в течение 1890–1987 гг. сместилась к северу [2]. Наблюдается увеличение средней за зиму высоты снежного покрова в Северной Евразии в 1936–1995 гг. [4] и на территории России в 1936–2000 гг. в том числе [6]. В то же время получены отрицательные значения коэффициентов линейного тренда высоты снежного покрова в Канаде. На дрейфующих станциях Арктики высота снежного покрова в 1954–1991 гг. также уменьшилась в среднем на 19 см [5]. Во многих регионах России увеличиваются максимальные снегозапасы [3]. За 1966–1990 гг. наибольшие положительные тренды максимальных снегозапасов обнаружены на Урале (1,9 мм/год) и Дальнем Востоке (1,5 мм/год).

Программа наблюдений на метеорологических станциях Российской Федерации включает регулярные наблюдения за высотой снежного покрова и проведение маршрутных снегомерных съемок. В настоящей работе исследование изменений состояния снежного покрова проводится на основе эмпирико-статистического анализа временных рядов ежедневных данных о высоте снежного покрова на 450 станциях Российской Федерации за период 1951 – 2006 гг.

Результаты

Для оценки продолжительности залегания снежного покрова использовалось число дней с покрытием снегом более 50 % территории вокруг метеостанции. Тенденция уменьшения этой характеристики за период с 1951 по 2006 г. обнаружена в западных и южных областях Европейской территории России. В

восточной половине ЕТР продолжительность залегания снежного покрова увеличивается (на Среднем Урале на 4–6 дней за 10 лет) (рис. 1). Большую часть Западной и Восточной Сибири занимает зона положительных трендов с очагами максимальных значений

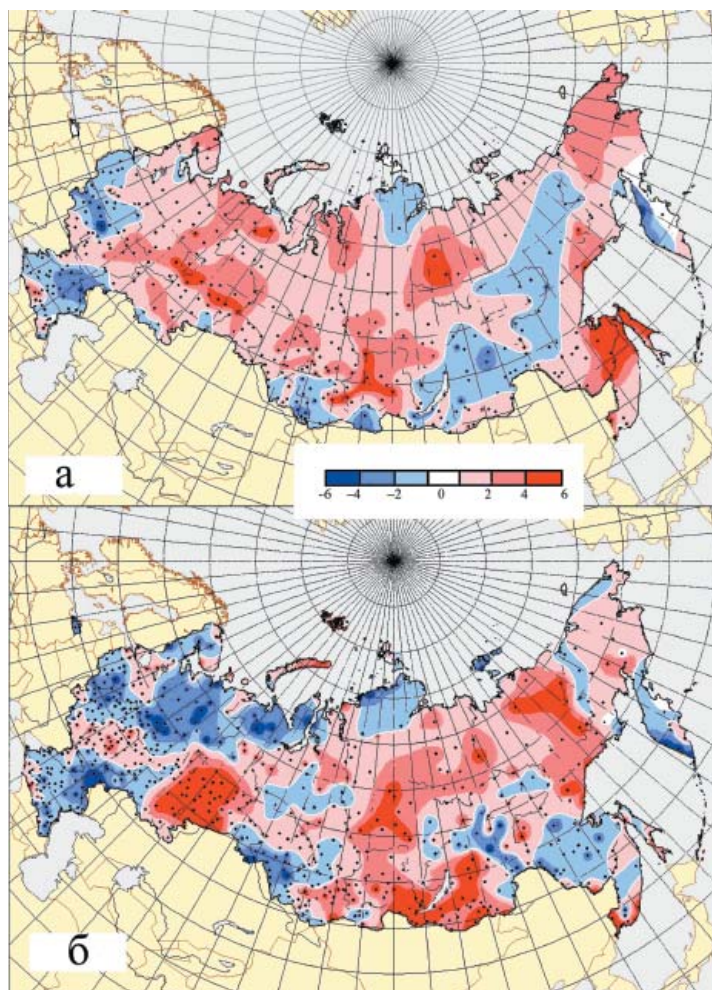


Рис. 1. Коэффициент линейного тренда (дни/10 лет) в рядах числа дней с покрытием снегом более 50% территории вокруг метеостанции: а – для 1951–2006 гг.; б – для 1977–2006 гг.

(4 – 6 дней/10 лет) в Тюменской области, центральных и южных районах Красноярского края. На п-ове Ямал, в Алтайском крае и Республике Тыва обнаружены отрицательные тенденции в рядах числа дней со степенью покрытия окрестностей станции снегом более 50%. В Дальневосточном регионе продолжительность залегания снежного покрова уменьшается в восточных районах Иркутской области, в Забайкалье, на юге и юго-востоке Республики Саха (Якутия). В низовьях Амура и на Сахалине число дней со снегом увеличивается на 4 – 6 дней/10 лет.

Распределение значений коэффициентов линейных трендов в рядах числа дней с высотой снежного покрова более 1 см на территории России (рис. 2) довольно хорошо согласуется с распределением аналогичных коэффициентов в рядах числа дней со степенью покрытия окрестностей станции снегом более 50%, т.к., по сути, они описывают одну и ту же характеристику – продолжительность залегания снежного покрова. Максимальные значения коэффициента линейного тренда (4 – 6 дней/10 лет) получены в районе Обской губы и на юго-западе Томской области, в Эвенкийском АО, в низовьях Амура и на Сахалине, на Чукотке и на севере Хабаровского края (более 4 дней/10 лет).

Увеличение продолжительности залегания снежного покрова на Европейской территории России сопровождается ростом его средней за зимний период высоты. Тенденции роста средней за зимний период высоты снежного покрова наблюдаются на большей части территории России (рис. 3). Максимальные значения коэффициентов линейного тренда получены в северо-восточных районах ЕТР (Нижняя Пеша, см. врезку на рис. 3), на юге Западной Сибири, в северных и центральных районах Красноярского края и на Сахалине. В западных областях ЕТР, в Забайкалье, в южных районах Республики Саха (Якутия), в бассейне р. Колыма и на Чукотке обнаружена тенденция уменьшения высоты снежного покрова, но значения коэффициентов линейного тренда невелики и не превышают по абсолютной величине 2 см/10 лет.

С характером изменения высоты снежного покрова на территории России согласуются и тенденции, обнаруженные в рядах числа дней с высотой снежного покрова более 20 см (рис. 4). На большей части России число дней с высотой снежного покрова более 20 см растет, в некоторых регионах довольно значительно.

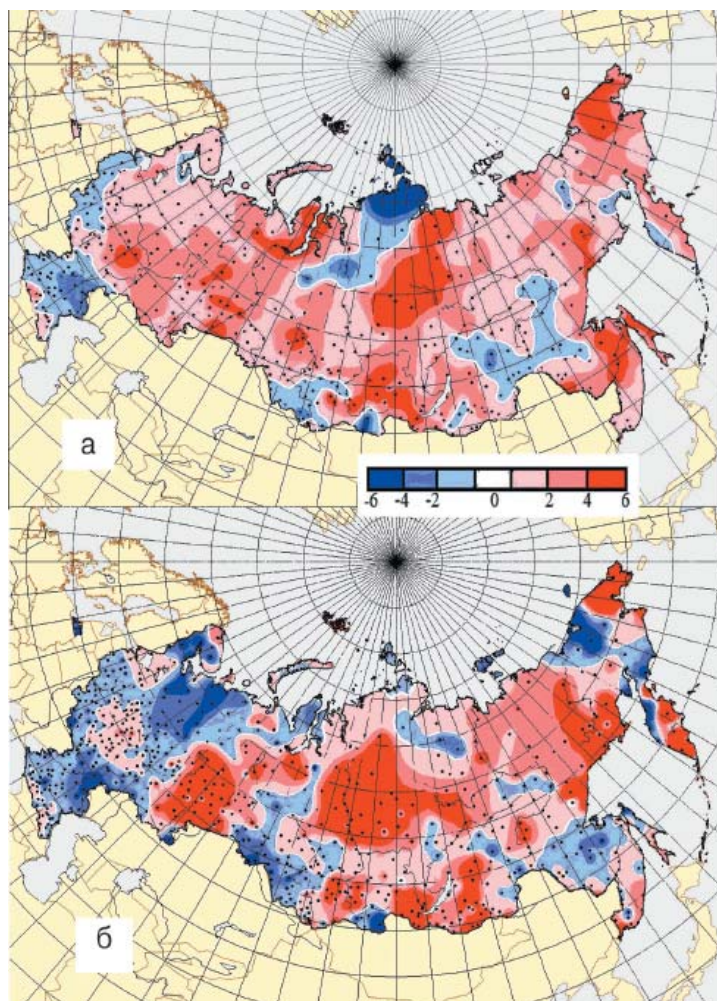


Рис. 2. Коэффициенты линейного тренда (дни/10лет) в рядах числа дней с высотой снежного покрова, превышающей 1 см.: а – для 1951–2006 гг.; б – для 1977–2006 гг.

На всем арктическом побережье – от Кольского полуострова до Таймыра включительно – коэффициенты линейного тренда составляют 6–8 дней/10 лет. Такие же значения отмечаются на Урале, восточных областях ЕТР, на юге Западной Сибири, в восточных

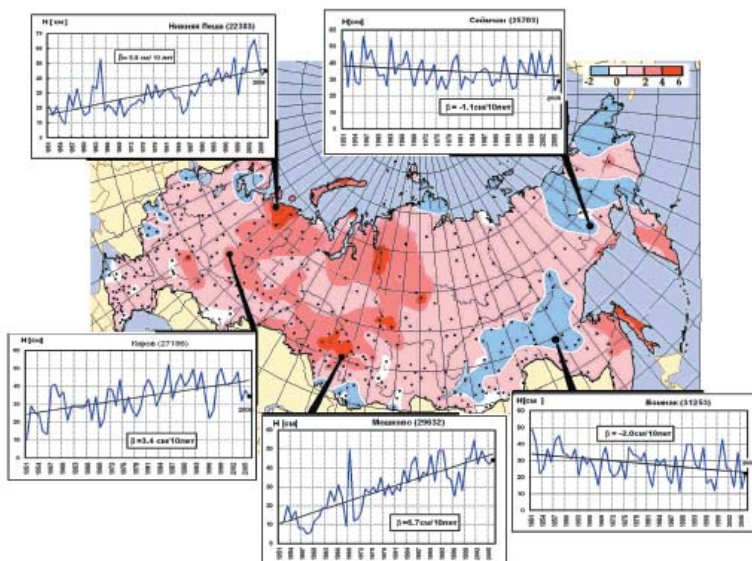


Рис. 3. Коэффициенты линейного тренда (см/10лет) в рядах средней за зимний период высоты снежного покрова (1951–2006 гг.). На врезках примеры многолетних данных о средней за зимний период высоте снежного покрова на станциях Нижняя Пеша, Сеймчан, Киров, Мошково, Бомнак.

районах Якутии, Амурской области, низовьях Амура и на Сахалине. При этом в отдельных регионах России число дней с высотой снежного покрова более 20 см уменьшается. Наиболее отчетливо тенденция уменьшения этой характеристики проявилась в Забайкалье и Чукотском АО и составила $-4 \dots -6$ дней/10 лет.

Изменения средней за зиму высоты снежного покрова и тенденции, обнаруженные в рядах числа дней с высотой снежного покрова более 20 см, во многом обусловлены изменениями, наблюдаемыми в режиме осадков. Очаги максимальных значений коэффициентов линейного тренда в рядах средней за зимний период высоты снежного покрова обнаружены в областях, где наблюдается увеличение зимних осадков [1], тенденции уменьшения высоты снежного покрова связаны с уменьшением зимних осадков.

Анализ изменений характеристик снежного покрова за последние тридцать лет (1977–2006 гг.) показал, что продолжительность залегания снежного покрова, характеризующаяся как числом

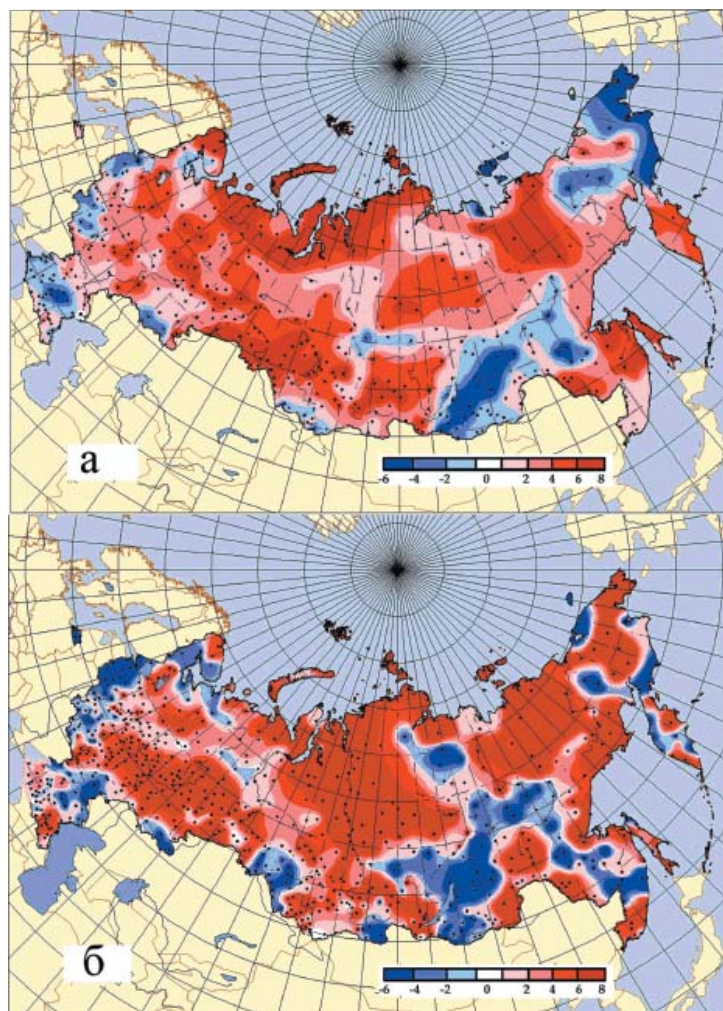


Рис. 4. Коэффициенты линейного тренда (дни/10лет) в рядах числа дней с высотой снежного покрова превышающей 20 см : а – для 1951–2006 гг.; б – для 1977–2006 гг.

дней с покрытием снегом более 50 % территории вокруг метеостанции, так и числом дней с высотой снежного покрова более

1 см, уменьшается на ЕТР, на юге Западной Сибири и в Амурской области (рис.16, 26). В то же время на Южном Урале, в Татарии и Башкирии, в Бурятии отмечается тенденция увеличения продолжительности залегания до 4–6 дней за 10 лет. Что касается характеристики средней за зиму высоты снежного покрова, то на ЕТР и в Восточной Сибири по сравнению с периодом 1951–2006 гг. увеличилась площадь с отрицательными значениями коэффициентов линейного тренда (рис. 5.).

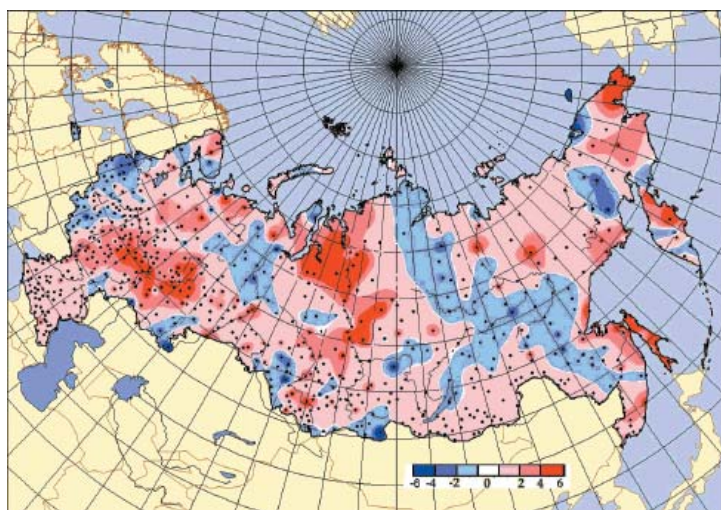


Рис. 5. Коэффициенты линейного тренда (см/10 лет) в рядах средней за зимний период высоты снежного покрова. 1977–2006 гг.

По данным за последнее тридцатилетие, по сравнению с периодом 1951–2006 гг., на территории России увеличилась площадь со значениями коэффициентов линейного тренда 6–8 дней/ 10 лет в рядах числа дней с высотой снежного покрова более 20 см (рис.46).

Пространственный анализ тенденций изменения температуры воздуха осенью, зимой и весной (рис.6) не позволил выявить прямую зависимость характеристик снежного покрова от температурных условий.

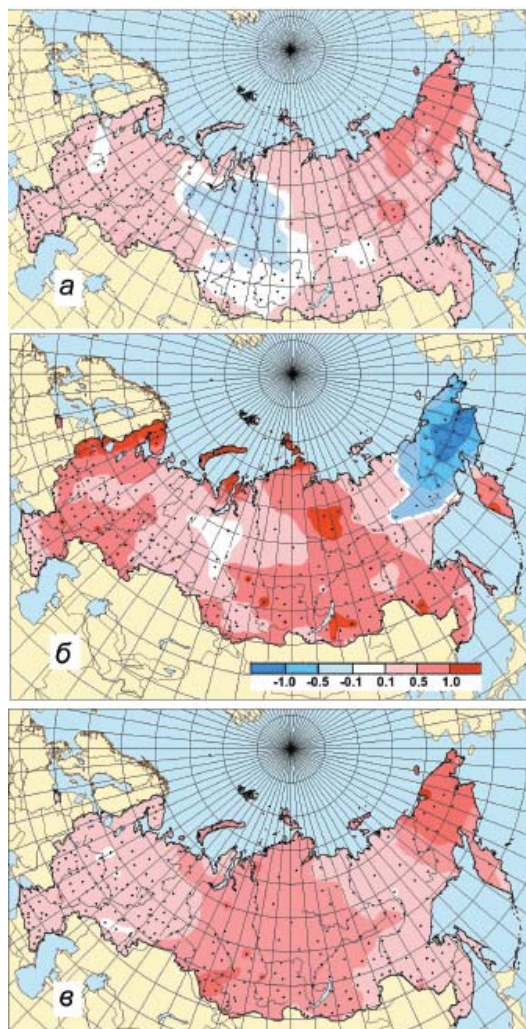


Рис. 6. Коэффициенты линейного тренда ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) в рядах средней за сезон аномалии температуры воздуха (от нормы за период 1961–1990 гг.) за период 1977–2006 гг. : а – весна, б – зима, в – осень.

Заключение

При изучении снежного покрова на территории России были выявлены региональные особенности в изменениях его характеристик.

Тенденции изменения характеристик снежного покрова в последнее тридцатилетие (1977–2006 гг.) в отдельных районах существенно отличаются от тенденций, полученных за период 1951–2006 гг.

Изменения высоты снежного покрова и числа дней с высотой снежного покрова более 20 см обусловлены в основном изменением зимних осадков. Прямой зависимости характеристик снежного покрова от температурных условий не выявлено. Очевидно, для более детального изучения факторов, определяющих изменения характеристики снежного покрова, необходимо привлекать данные о тенденциях изменения температурного режима более мелкого масштаба (месяц, декада,...), о циркуляционных условиях и т.д.

Список литературы

1. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Кузнецова В.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т. Анализ изменчивости климата на территории России в последние десятилетия // Труды ВНИИГМИ-МЦД.– 2000.– Вып.167.– С.3–
2. Коныгин Е.А. Изменчивость распространения сезонного снежного покрова на территории СССР // Труды ГМЦ.– 1990.– Вып. 304. – С. 92–95.
3. Кренке А.Н., Китаев Л.М., Турков Д.В. Климатическая роль изменений снежного покрова в период потепления // Известие РАН. Сер. геогр. – 2001.– №4, июль–август. – С. 44–52.
4. Попова В.В. Структура многолетних колебаний высоты снежного покрова в Северной Евразии // Метеорология и гидрология. – 2004. – №8. – С.78–88.
5. Родионов В.Ф., Брызгин Н.Н., Александров Е.И. Снежный покров в Арктическом бассейне. – Л.: Гидрометеиздат, 1996.– 124 с.
6. Razuvaev V.N., Bulygina O.N. Variations in snow characteristics over the Russian territory in recent decades. In Proceedings of “1st Asia CliC Symposium“, 20–22 April 2006, Yokohama, Japan. – P.35–38.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В КАЛУЖСКОМ РЕГИОНЕ ПО СПУТНИКОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Введение

Снежный покров является одним из основных факторов, оказывающих влияние на климат. Снег в значительной степени определяет водные запасы, температурный режим, освещённость земной поверхности и другие параметры климатической системы. Изменение характеристик снежного покрова может серьезно сказываться на водном режиме рек, климатическом мониторинге, экономике, сельском хозяйстве, растительном и животном мире, а также на других областях жизнедеятельности. В современных условиях глобального изменения климата как нельзя более актуальной становится задача исследования характеристик и свойств снежного покрова. Широкий спектр работ посвящён решению данной задачи. Большое внимание уделяется исследованию различных параметров снежного покрова по отдельным областям, в том числе продолжительности залегания снежного покрова [3], взаимосвязи снежного покрова с другими физическими параметрами [4], общей динамике снежного покрова [5]. Кроме того, немаловажное значение имеет качество воспроизведения характеристик снега при помощи моделирования [6]. Проведенные исследования отражают тенденцию сокращения снежного покрова, но по отдельным регионам наблюдаются и положительные тренды [2].

Отличительной особенностью при исследовании снежного покрова является то, что необходимо учитывать одновременно и пространственные, и временные характеристики, то есть не только начало, установление и окончание снежного сезона в отдельных пунктах наблюдения, но и общую площадь, занятую снежным покровом в различные сезоны, а также общую продолжительность снежного сезона. Для проведения таких оценок спутниковые наблюдения в силу своего пространственного охвата являются неоценимым источником данных. Огромное число работ по исследованию снежного покрова основано на различных спутниковых данных [9,12,14].

Одним из известных спутниковых массивов по снегу и льду является продукция Национального центра данных по снегу и льду, США [7]. На основе этого массива проведено большое количество климатологических исследований, в том числе значительное количество работ посвящено исследованию субарктических регионов Канады [13], картированию снежного покрова [13,15], определению многолетних трендов в Северном полушарии [8] и других. В 2007 г. выпущен глобальный обзор о состоянии снега и льда, в котором собраны различные исследования на основе этих и других спутниковых данных [11]. Согласно проведенным исследованиям, среднемесячная площадь снежного покрова в Северном полушарии в течение последних 40 лет сокращается на 1,3 % за десятилетие, причем самая значительная часть потерь приходится на весну и лето. Наибольшее уменьшение снежного покрова наблюдается на западной окраине США.

Данные DMSP [7] известны также и в России, где используются для различных исследований, однако климатологических исследований снежного покрова на их основе проводилось немного [1,10]. Целью настоящей работы является исследование региональных особенностей снежного покрова в Калужской области на основе данных [7].

Данные

Исходный массив представляет собой набор файлов, в каждом из которых приведено еженедельное пространственное распределение снежного покрова и морского льда, полученное на основе спутниковых наблюдений [7]. Продукт произведен в Национальном центре данных по снегу и льду (NSIDC, США) в рамках программы DMSP (Программа метеорологических оборонных спутников). Данные в файлах отражают наличие или отсутствие снежного покрова и морского льда на сетке равных площадей EASE-Grid 25x25 км в Северном полушарии в течение 1966 – 2005 гг. и записаны как двумерные двоичные массивы размером 721x721 однобайтовых целых без знака. Каждый файл содержит один массив с величинами в диапазоне от 0 до 255. Большая часть значений диапазона не

используется. Таким образом, каждый пиксель (квадрат размером 25 x 25 км) в файле подчиняется определенной классификации.

Пример пространственного распределения наличия снега и морского льда за одну неделю приведен на рис. 1.

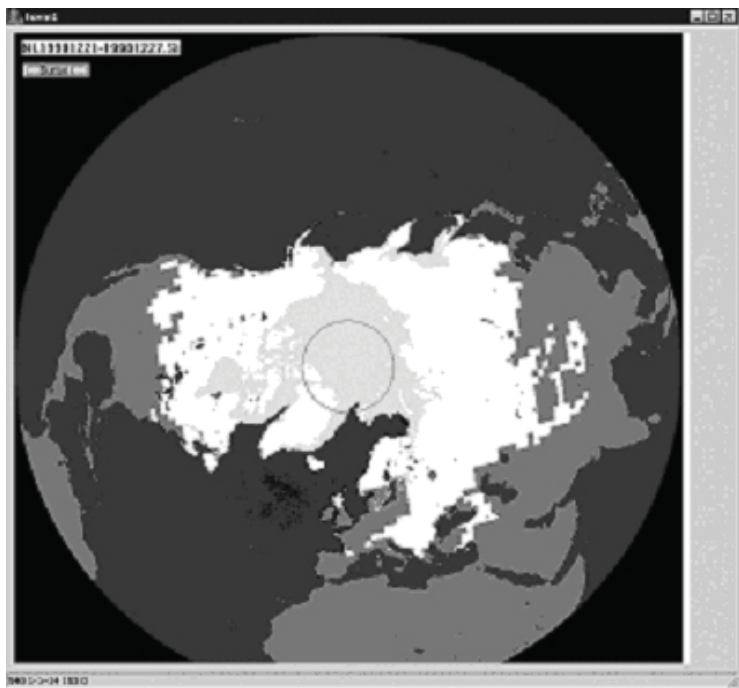


Рис.1. Распределение снежного покрова и морского льда за одну неделю по Северному полушарию. Снег обозначен белым цветом.

Обработка исходного массива

Климатические оценки выполняются на основе анализа продолжительных временных рядов. Для того чтобы иметь возможность сформировать временной ряд для любого региона Северного полушария по еженедельным файлам, отражающим пространственное распределение, были созданы специальные программные средства, которые обрабатывают последовательно в хронологическом порядке файлы данных,

конвертируя координаты сетки в географические координаты, и производят выборку по заданному региону. Описание разработанных программных средств приведено в работе авторов [1]. Разработанный программный комплекс дает возможность построения временного ряда с еженедельным разрешением для любого пикселя или выделенного региона Северного полушария за 1966–2005 гг. по снежному покрову.

Исследование проведено для четырех квадратов размером $1 \times 1^\circ$ (3×4 пикселя), расположенных на севере, юге, востоке и западе области (рис.2).

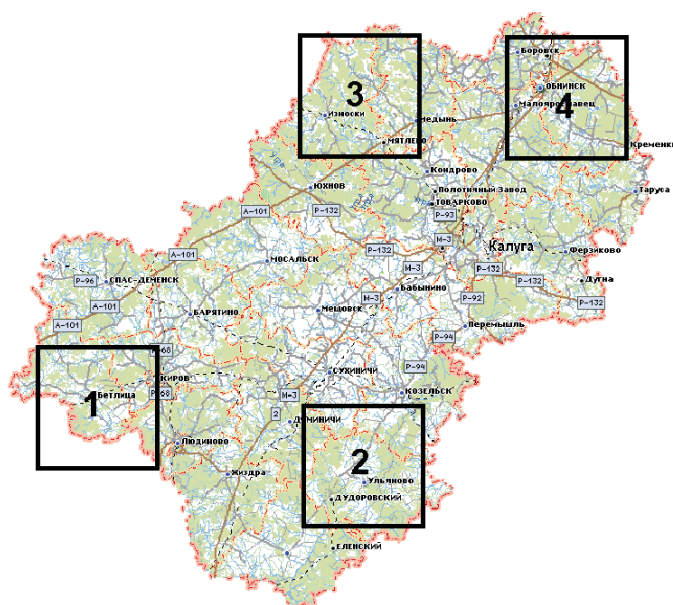


Рис.2. Исследуемые регионы Калужской области

Результаты

Для каждого из четырех квадратов с помощью разработанного комплекса программ построены временные ряды, отражающие относительную площадь, занятую снегом за каждую неделю:

$$Sn_{n,i} = \frac{\sum_{k=1}^{N_n} P_{n,i,k}}{N_n},$$

где n – квадрат, i – неделя, k – пиксель 25×25 км внутри квадрата, N_n – количество пикселей в квадрате n , $P_{n,i,k}$ равно 1 или 0 (наличие или отсутствие снежного покрова в пикселе), $Sn_{n,i}$ – часть площади квадрата n , занятая снегом за неделю i .

На рис. 3 и 4 в качестве иллюстрации показан временной ход площади, занятой снежным покровом (в % от общей площади квадрата).

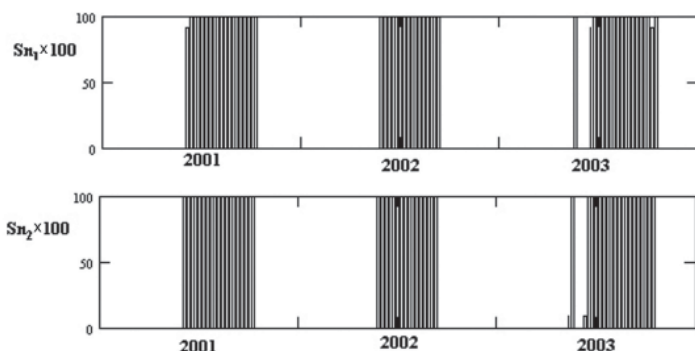


Рис.3. Временной ход площади снежного покрова в % от общей площади квадратов 1 (Sn_1) и 2 (Sn_2) за 2001–2003 гг.

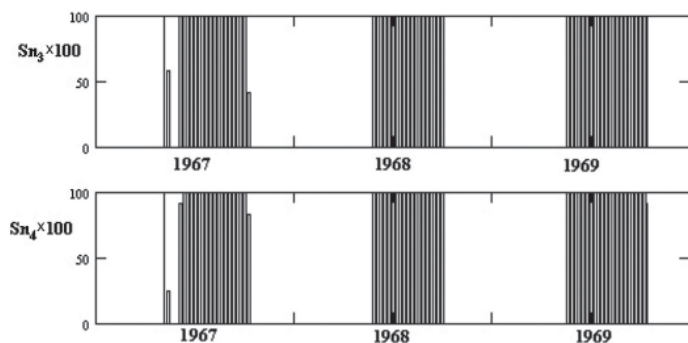


Рис.4. Временной ход площади снежного покрова в % от общей площади квадратов 3 (Sn_3) и 4 (Sn_4) за 1967–1969 гг.

Снежный покров имеет как временные, так и пространственные свойства (продолжительность снежного сезона и площадь, занятая снежным покровом). Для того чтобы оценить общие тенденции изменчивости снежного покрова, введем интегральную характеристику, которая включает как пространственные, так и временные характеристики снежного сезона за годовой отрезок времени:

$$S_{n,ky} = \frac{\sum_{i=1}^{52} S_{n,i}}{M},$$

где $S_{n,ky}$ – интегральная характеристика снежного покрова в квадрате n за сезон ky (52 недели, начиная с середины лета), M – максимально возможная продолжительность снежного сезона, условно определяемая в 30 недель (октябрь – апрель).

Значение $S_{n,ky}$, равное 1, означает, что квадрат n в течение M недель за сезон ky был полностью покрыт снегом. Значения $S_{n,ky}$ меньше 1 означают, что снежный покров держался в течение меньшего периода времени и не был сплошным. На рис. 5 показан многолетний временной ход интегральной характеристики $S_{n,ky}$ (в %) для четырех выделенных квадратов. Тенденция уменьшения снежного покрова хорошо заметна, при этом средний по четырем квадратам коэффициент линейного тренда равен -1,2 % за 10 лет, что соответствует сокращению продолжительности снежного покрова на 2,5 дня за 10 лет.

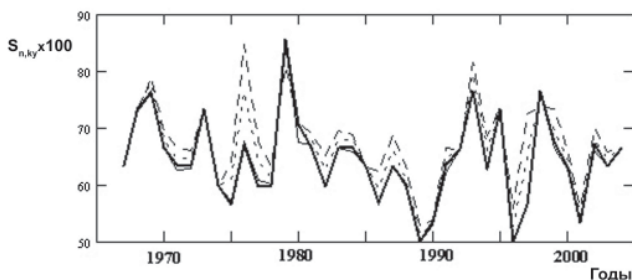


Рис.5. Многолетний временной ход интегральной характеристики $S_{n,ky}$ для четырех квадратов: сплошная тонкая линия – квадрат 1, сплошная жирная линия – квадрат 2, мелкий пунктир – квадрат 3, широкий пунктир – квадрат 4

Рассмотрим многолетние изменения продолжительности сплошного снежного покрова LSn , которая определялась как количество недель за сезон, за которые величина $S_{n,ky}$ равна 1, то есть вся площадь квадрата n была занята снегом. Формирование и сход снежного покрова происходит в среднем в течение 10 дней (1–2 недели, см. рис. 3–4). Средняя продолжительность сплошного снежного покрова по четырем исследуемым квадратам составляет 131 день (около 19 недель). На рис. 6 приведен временной ход продолжительности сплошного снежного покрова за исследуемый период. Экстремально низкое значение продолжительности сплошного снежного покрова в квадрате 1 в 1981 г., равное 12 неделям, объясняется тем, что на юго-западе Калужского региона в течение части этого зимнего сезона снежный покров не был сплошным. Это можно видеть на врезке, где показан временной ход площади, занятой снегом в квадрате 1. Видно, что в течение зимнего сезона значения Sn_t близки, но не всегда равны 1, то есть небольшая часть площади оставалась бесснежной.

Как видно из рис.6, имеет место сокращение продолжительности сплошного снежного покрова, при этом средний по четырем квадратам коэффициент линейного тренда сокращения продолжительности сплошного снежного покрова составляет 0,043 недели за год, что соответствует величине 3 дня за 10 лет.

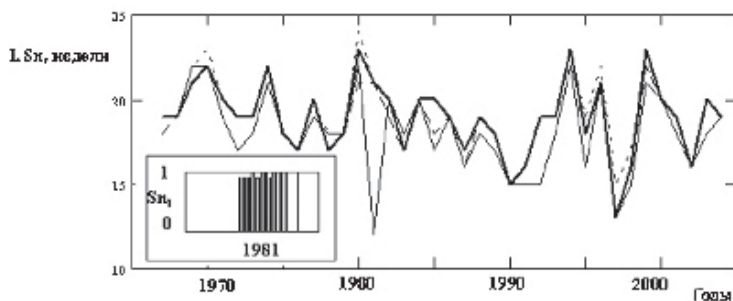


Рис.6. Временной ход продолжительности сплошного снежного покрова LSn в неделях. Обозначения те же, что на рис.5. На врезке показан временной ход относительной площади, занятой снегом, в квадрате 1.

Таким образом, согласно полученным результатам, в течение исследуемого периода (1966–2005 гг.) наблюдалось сокращение продолжительности снежного покрова.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках регионального проекта РФФИ и Правительства Калужской области № 07-05-96402.

Список литературы

1. Бадашова Л.Ф., Муркина Е.А., Тимофеев А.А., Хохлова А.В. Обработка массива спутниковых данных по снегу и морскому льду для получения климатических оценок // Труды ВНИИГМИ-МЦД.– 2007– Вып.172. – С. 185–200.
2. Боярский Д.А., Тихонов В.В. Определение характеристик снежного покрова равнинных территорий севера Евразии по данным дистанционного зондирования на основе микроволновых моделей. Науки о Земле. Научные проекты. 2004 г. <http://www.iki.rssi.ru/annual/2006/241-klimat-06.htm>.
3. Китаев Л.М., Родионов В.Ф., Форланд Э., Разуваев В.Н., Мартуганов Р.А. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова на севере Евразии в условиях современных изменений климата // Метеорология и гидрология.– 2004.– №11.– С.65–73.
4. Китаев Л.М. Взаимосвязь изменений снежного покрова, температуры воздуха и мерзлых грунтов. Криосфера Земли.– 2005.– Т. IX, № 3.– С.77-80.
5. Локощенко М.А. Снежный покров и его современные изменения в Москве // Метеорология и гидрология. – 2005.– №6.– С.71–83.
6. Рубинштейн К.Г., Золоева М.В., Громов С.С. Воспроизведения характеристик снежного покрова моделями общей циркуляции атмосферы в бассейнах великих сибирских рек в аспекте экстремальных гидрологических явлений. Гидрометцентр России, k_rubin@mecom.ru, gromov@mecom.ru // Тезисы к международной конференции по проблемам гидрометеорологической безопасности 2006 г.
7. Armstrong R. L. and Brodzik M. J., 2005, Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 3. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, USA.
8. Brodzik, M. J. and Armstrong R. L., 2002, Northern Hemisphere Snow Extent Trends Derived from Visible and Microwave Satellite Data. Eos Trans. AGU, 83(47), Fall Meet. Suppl. Abstract U72A-0006.
9. Brander D., Seidel K., Zurflüh M. and Huggel Ch..Snow cover duration maps in Alpine regions from remote sensing data. Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden/FRG, June 16 – 17. 2000.
10. Badashova L.F., Murkina E.A., Timofeev A.A., Khokhlova A.V. Long-term trends for variations in snow cover and sea ice determined over the Russian territory from satellite data. International Conference on Environmental Observations, Modeling and Information Systems ENVIROMIS-2006, 1-8 July 2006, Akademgorodok, Tomsk, Russia.
11. Global Outlook for Ice and Snow, UNEP, 2007, Vol. 235. http://unep.org/geo/geo_ice/.

12. Mognard, N.M.; Kouraev, A.V.; Josberger, E.G. Global snow-cover evolution from twenty years of satellite passive microwave data. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS apos;03. Proceedings. 2003 IEEE International Vol. 4, Issue , 21–25 July 2003 Page(s): 2838 – 2840.
13. Pivot, F.C., Duguay C. R., Brown R. D., Duchiron B. and Kergomard C. Remote Sensing of Snow Cover for Climate Monitoring in the Canadian Subarctic: A Comparison Between SMMR–SSM/I and NOAA–AVHRR Sensors 59th Eastern Snow Conference Stowe, Vermont USA 2002.
14. Robinson D.A., Frei A. Seasonal variability of northern hemisphere snow extent using visible satellite data. Professional Geographer.– 2000.– Vol.51.– P.307–314.
15. Xiao X., Zhang Q., Boles S., Rawlins M. and Moore B. Mapping snow cover in the pan-Arctic zone, using multi-year (1998–2001) images from optical vegetation sensor. Int. J. Remote sensing. – 2004.– Vol. 25, №. 24. – P. 5731–5744.

**ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВОГРУНТОВ РОССИИ
НА ГЛУБИНАХ ДО 320 см
В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА**

Введение

Начиная с середины 1960-х годов в России преимущественно отмечается потепление климата [5]. Эта тенденция описана разными авторами. В работе [2] потепление климата рассмотрено детально. В ней приводятся данные о том, что интенсивность потепления за 100-летие (1901 – 2000 гг.) составила в среднем для территории России $0,90^{\circ}\text{C}/100$ лет. Наиболее интенсивный тренд за период 1951–2000гг. наблюдался в Прибайкалье – Забайкалье ($3,5^{\circ}\text{C}/100$ лет), в Приамурье – Приморье и в Средней Сибири. Крупные положительные аномалии температуры наблюдались в этих регионах в течение последних 11 – 12 лет [2].

Повышение температуры воздуха оказывает влияние на состояние грунтов в зоне многолетней мерзлоты России. Зона многолетней мерзлоты занимает более 65% территории России [7] и охватывает значительную часть Сибири и Дальнего Востока. В пределах криолитозоны России сосредоточено более 30% разведанных запасов всей нефти страны, около 60% природного газа. Здесь создана дорогостоящая и уязвимая инфраструктура: нефтегазопромысловые объекты, магистральные нефте- и газопроводы протяженностью в тысячи километров [7].

В исследовании [5] отмечается наличие деградации криолитозоны, что объясняется повышением температуры воздуха, а в ряде районов и увеличением снегоотложения, которое там обнаружено. По данным [6], современное повышение температуры мерзлых толщ достигает глубин в десятки метров.

Изменение состояния грунтов оказывает влияние на инженерно-технические сооружения и в целом на окружающую среду [3].

Постановка проблемы

В [4] получены выводы о положительных трендах средне-годовой температуры почвогрунтов по данным наблюдений на

22 станциях, в основном охватывающих равнинные регионы Севера России, на глубинах 80 и 160 см. При этом в ряде случаев показано превышение положительных линейных трендов среднегодовой температуры в почвогрунтах над трендами в температуре воздуха за период 1961–2003 гг. Температурный режим на глубине 320 см не рассматривался в [4].

По данным [6], вся огромная территория Средней Сибири является «белым пятном» в отношении изученности режима геокриологических условий. Это обусловлено в том числе недостаточным количеством геокриологических стационаров. Одним из следствий недостатка данных является использование математических моделей криолитозоны, которые, однако, не могут полностью заменить натурные наблюдения.

В связи с этим большой интерес представляет появление новых электронных массивов данных о температуре почвогрунтов до 320 см по наблюдениям за последние четыре десятилетия на более многочисленных метеостанциях. Эти массивы позволяют получить новые более подробные результаты, основанные на натуральных данных.

В работе [9] уже использовались данные метеорологических станций, однако только за период с 1969 по 1990 г. Современные изменения температуры почвогрунтов в [9] остались без рассмотрения. В результате в указанной работе получен вывод о том, что в Прибайкалье, Приморье и северо-востоке России рост температуры воздуха за данный период практически отсутствует. Не зафиксировано в [9] и повышения температуры почвогрунтов.

Эти выводы не соответствуют более современным данным об изменении температуры воздуха [2] и температуры почвогрунтов [11].

Таким образом, в опубликованных работах анализ проводился по малочисленной сети геокриологических стационаров или по выборочным гидрометеорологическим станциям. Такой анализ не позволил ранее построить карты корреляций и обнаружить пространственные особенности корреляций между наземными метеорологическими параметрами и температурой почвогрунтов. К тому же ряды, по которым ранее проводились исследования, не охватывали последние годы.

Поэтому в настоящей работе была поставлена задача: за последние четыре десятилетия (период с 1965 по 2004 г.) по данным инструментальных наблюдений всех метеорологических станций

на территории России получить оценки влияния температуры воздуха и высоты снежного покрова на изменение температуры почвогрунтов на глубинах до 3,2 м, с детализацией по территории России и определить метеорологические условия, при которых возможно превышение положительных трендов среднегодовой температуры в почве по сравнению с трендами температуры воздуха. Другие региональные факторы (растительность, влажность, структура почв и т.д.) в работе не рассматриваются.

Исходные данные и методика исследований

В данной работе анализировались соотношения между температурой почвогрунтов на глубинах и метеорологическими условиями над ними для зимних и летних периодов. Раздельный анализ самого холодного и самого теплого сезонов проводился с целью дифференцированного описания сезонных особенностей формирования среднегодовой температуры почвогрунтов. При этом исключение переходных сезонов сделано для более контрастного выявления сезонных различий.

Использовались среднемесячные значения температуры воздуха и температуры почвогрунтов по данным вытяжных термометров на глубинах 80, 160 и 320 см под естественным покровом. Снежный покров характеризовался его среднемесячной высотой в феврале.

Известно, что на преобладающей части территории России самыми холодными тремя месяцами по температуре воздуха являются декабрь – февраль. Поэтому средняя температура воздуха для дальнейшего анализа вычислялась именно за этот период. Высота снежного покрова в феврале показывает количество снега, накопленного зимой.

При анализе летней температуры воздуха использовались ее средние значения за июнь – август. Для учета запаздывания экстремумов годового хода температуры почвогрунтов на разных глубинах зимний и летний периоды определялись по каждой станции и на каждой глубине отдельно как три самых холодных (далее – зима) и три самых теплых месяца (далее – лето) соответственно. Границы сезонов определялись по средним данным за 1965 – 2004 гг., такое осреднение характеризует их современное климатологическое значение на каждой глубине и на каждой станции.

Количество станций, на которых проводились наблюдения за температурой почвы на глубинах 80, 160 и 320 см, различно. Наблюдения иногда прерывались, в рядах температуры почвогрунтов возникли пропуски. Поэтому из всех станций были выбраны только те, на которых в архивах имеется совокупность данных о температуре на глубинах, о высоте снежного покрова и о температуре воздуха с пропусками в наблюдениях не более 10% случаев. Остальные станции не рассматривались.

В результате отбора при совместном анализе со снежным покровом и температурой воздуха использовались данные о температуре почвогрунтов на глубине 80 см – 164 станции, на глубине 160 см – 157 станций, а на глубине 320 см – 115 станций.

Для выявления наличия зависимости между рассматриваемыми факторами в работе применялся метод корреляционного анализа с оценкой значимости коэффициентов корреляции. При сорокалетней выборке (для 40 пар данных) коэффициент корреляции 0,4 является доверительной границей для 99%-ного уровня значимости по критерию Стьюдента.

Корреляции вычислялись по каждой отдельной станции, а построение карт пространственного распределения корреляций проводилось с применением геоинформационной системы (ГИС) MapInfo. При этом использовался стандартный метод IDW пространственной интерполяции с коэффициентами, обратно пропорциональными квадрату расстояния. Точность работы ГИС при ее работе не выводится и зависит от густоты станций и свойств интерполируемого поля. В районах с малой густотой станций результаты получаются сглаженные, которые тем не менее позволяют анализировать крупномасштабные пространственные особенности полей рассматриваемых корреляций в масштабах Российской Федерации. За исключением высокоширотных районов Сибири и Дальнего Востока, анализируемый набор станций позволяет получить карты с детализацией примерно $5 \times 5^\circ$ географических широты и долготы (в некоторых случаях $10 \times 10^\circ$).

Для количественной оценки вклада различных факторов в многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов применялся регрессионный анализ с оценкой вклада каждого фактора в уравнение регрессии. Вклад оценивался в % как доля дисперсии ряда, связанная с каждым отдельным фактором, относительно общей дисперсии анализируемого ряда.

Результаты

Пространственное распределение коэффициентов корреляции между температурой воздуха и температурой почвогрунтов анализировалось по картам, построенным для летнего и зимнего периодов для глубин 80, 160 и 320 см. В результате анализа обнаружены особенности корреляций в зоне многолетней мерзлоты России на всех глубинах, но в качестве иллюстраций приводятся только карты корреляций по данным на глубине 160 см. Такой выбор сделан неслучайно. На этой глубине уже нет суточных колебаний температуры почвогрунтов, которые затухают на глубине от 35 до 100 см [10], и ослаблены другие короткопериодные шумы, заметные на глубине 80 см. С другой стороны, значения коэффициентов корреляции на глубине 160 см несколько больше, чем на глубине 320 см, и полученные результаты видны отчетливее.

Пространственные различия в корреляциях между температурой почвогрунтов на глубине 160 см и температурой воздуха летом представлены на рис.1.

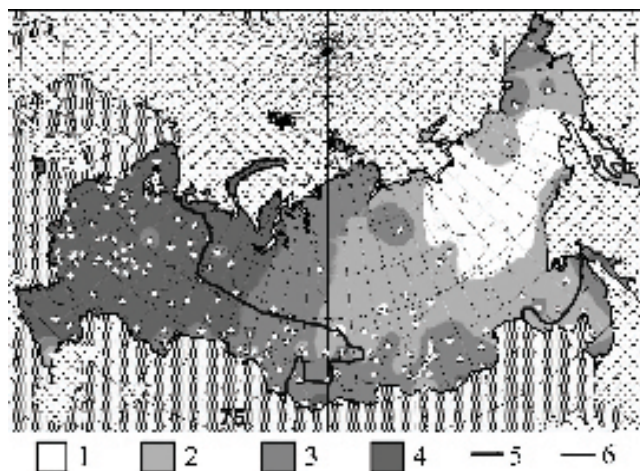


Рис. 1. Коэффициент корреляции (k) между температурой воздуха и температурой почвогрунтов на глубине 160 см летом: 1 – $0,1 \leq k < 0,2$; 2 – $0,2 \leq k < 0,4$; 3 – $0,4 \leq k < 0,6$; 4 – $0,6 \leq k < 0,8$; 5 – южная граница многолетней мерзлоты, 6 – граница России

На территории Российской Федерации от западной границы до меридиана 75° в.д. между летней (со сдвигом) температурой почвогрунтов на глубине 160 см и летней температурой воздуха (средняя температура за сезон июнь–август) наблюдаются значимые положительные коэффициенты корреляции $k > 0,6$. Восточнее меридиана 75° в.д. наблюдаются значимые коэффициенты корреляции от 0,4 до 0,5 на территории Западной Сибири, на юге Восточной Сибири, а также на станциях Дальнего Востока в районе Сахалина и Билибино. Таким образом, летом на указанной территории зависимость между температурой почвогрунтов на глубине 160 см и температурой воздуха является положительной и статистически достоверной с вероятностью $> 99\%$. На остальной части Восточной Сибири и Дальнего Востока летом наблюдаются незначимые положительные $k < 0,4$ или близкие к нулю коэффициенты корреляции между температурой почвогрунтов на глубине 160 см и температурой воздуха.

На глубине 80 см влияние температуры воздуха летом на температуру почвогрунтов выражено сильнее, чем на глубине 160 см, коэффициенты корреляции 0,6 – 0,8 для глубины 80 см охватывают западную часть Российской Федерации до меридиана 90° в.д., а область значимых положительных коэффициентов корреляции 0,4 – 0,6 распространяется дальше на Восток до меридиана 115° в.д., за исключением районов Норильска, Томска и района слияния рек Енисея и Ангары, где корреляции положительные, но не значимые. Еще восточнее наблюдаются значимые положительные корреляции в нижнем течении реки Колыма, в районах Билибино и Марково. На глубине 80 см обширнее, чем для глубины 160 см, область значимых положительных корреляций на юге Сибири и Дальнего Востока. Корреляции, близкие к нулю, на глубине 80 см наблюдаются в средних течениях рек Вилуй, Лена, Алдан и в верховьях рек Колыма и Омогон, на Камчатке.

На глубине 320 см летом влияние температуры воздуха на температуру почвогрунтов выражено слабее, чем на глубине 160 см, коэффициенты корреляции для глубины 320 см только в Европейской части РФ составляют 0,6 – 0,7. За Уралом на всех широтах корреляция ослабевает, область значимых положительных коэффициентов корреляции $k > 0,4$ распространяется от Урала на восток на всех широтах только до меридиана 80° в.д., а восточнее значимые коэффициенты от 0,4 до 0,6 – только на самом юге Сибири в верховьях Енисея, Ангары и в Забайкалье. На остальной части Восточной Сибири и Дальнего Востока наблюдаются незначимые положительные коэффициенты корреляции.

На рис.1 схематично показаны граница многолетней мерзлоты по данным [8] и поля коэффициентов корреляции между летней температурой почвогрунтов и температурой воздуха. Видно, что летом самые высокие положительные корреляции на всех рассмотренных глубинах прослеживаются преимущественно вне зоны многолетней мерзлоты. В ее северо-западных, северо-восточных и южных участках коэффициенты корреляции (k) находятся в интервале от 0,4 до 0,6, оставаясь при этом значимыми. А в обширной центральной части зоны многолетней мерзлоты летом корреляции между температурой воздуха и температурой почвогрунтов близки к нулю.

Рассматриваемая корреляция зимой оказывается слабее, значения $k > 0,6$ не встречаются. Значимые коэффициенты корреляции (от 0,4 до 0,6) температуры почвогрунтов на глубине 80 и 160 см с температурой воздуха зимой наблюдаются преимущественно на Европейской части России (рис. 2 – для глубины 160 см).

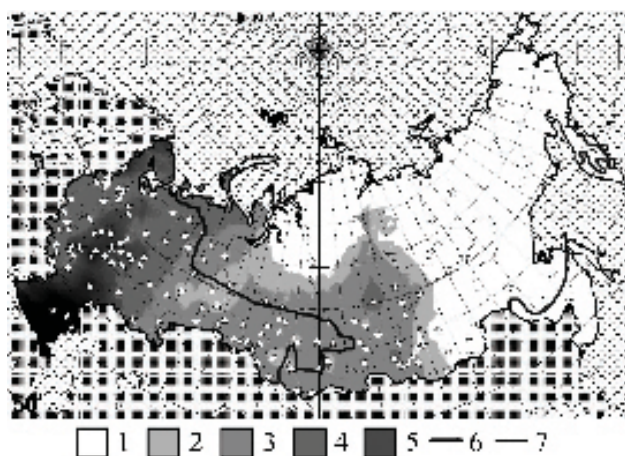


Рис. 2. Коэффициент корреляции (k) между температурой воздуха и температурой почвогрунтов на глубине 160 см зимой: 1 – $0,1 \leq k < 0,2$; 2 – $0,2 \leq k < 0,3$; 3 – $0,3 \leq k < 0,4$; 4 – $0,4 \leq k < 0,5$; 5 – $0,5 \leq k < 0,6$; 6 – южная граница многолетней мерзлоты, 7 – граница России

На Азиатской части РФ значимая положительная корреляция зимой наблюдается только на отдельных станциях на юге Сибири (Алыгджер – $98,3^\circ$ в.д., $53,3^\circ$ с.ш.; Ванавара – $102,3^\circ$ в.д., $60,3^\circ$ с.ш.; Бохан – $103,8^\circ$ в.д.; $53,2^\circ$ с.ш.). Положительные коэффициенты

корреляции, но статистически не значимые ($k < 0,4$), наблюдаются в южной половине Западной Сибири и частично в южной половине Восточной Сибири. На остальной большой территории Сибири и на всем Дальнем Востоке коэффициенты корреляции близки к нулю. На глубину 320 см влияние изменений температуры воздуха зимой проникает только в южной половине Европейской части РФ.

Сравнение с границей многолетней мерзлоты показывает, что зимой влияние многолетних изменений температуры воздуха в зоне мерзлоты практически не проявляется на глубинах.

Таким образом, зимой влияние температуры воздуха на температуру почвогрунтов на глубинах 80, 160 и 320 см прослеживается преимущественно на Европейской части России. На остальной территории Российской Федерации это влияние близко к нулю на всех рассмотренных глубинах.

Причину зимнего ослабления температурных корреляций по сравнению с летними следует искать с привлечением дополнительных данных. В зимний период определенную роль в теплообмене между воздухом и почвогрунтами играет снежный покров. В качестве иллюстрации приводится карта корреляций температуры почвогрунтов на глубине 160 см с высотой снежного покрова (рис.3).

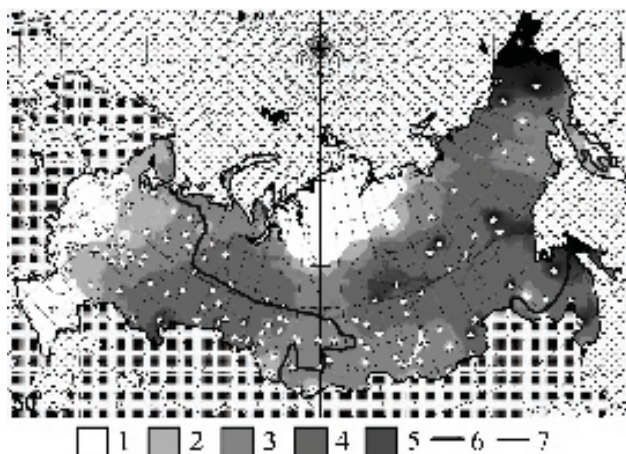


Рис. 3. Коэффициент корреляции (k) температуры почвогрунтов на глубине 160 см зимой с высотой снежного покрова в феврале: 1 – $0,1 \leq k < 0,2$; 2 – $0,2 \leq k < 0,3$; 3 – $0,3 \leq k < 0,4$; 4 – $0,4 \leq k < 0,5$; 5 – $0,5 \leq k < 0,6$; 6 – южная граница многолетней мерзлоты, 7 – граница России

Пространственный анализ корреляций между зимней температурой почвогрунтов на глубинах и высотой снежного покрова в феврале показал, что на глубинах 80 и 160 см преобладают значимые положительные коэффициенты корреляции (k) от 0,4 до 0,6 на огромной территории России от Предуралья до восточных границ континента. Исключение составляют районы Северо-Сибирской низменности и Камчатка с корреляцией около нуля на глубинах 80 и 160 см и самый юг Восточной Сибири с корреляцией, близкой к значимой (от 0,3 до 0,4) на глубине 160 см и значимой на глубине 80 см в верховьях Оби и Енисея, $k=0,4$.

На Европейской части РФ зимой не обнаруживается значимых корреляций между температурой почвогрунтов на глубинах 80, 160, 320 см и высотой снежного покрова.

Значимая положительная корреляция зимой между температурой почвогрунтов на глубине 320 см и высотой снежного покрова наблюдается на небольшой территории, только на самом юге Западной Сибири, на Вилюе, Алдане и юге Дальнего Востока.

Таким образом, показано, что известное утепляющее влияние снежного покрова на почвогрунты проявляется не во всех регионах Российской Федерации. В Азиатской части РФ это влияние прослеживается на обширных территориях, на всех глубинах, но ослабевает с увеличением глубины, а на Европейской части РФ – совсем не обнаруживается.

Понятие многолетней мерзлоты тесно связано с оценками среднегодовых температур воздуха и почвогрунтов, которые складываются из соответствующих сезонных значений температур. Как известно, летом происходит накопление тепла почвогрунтами, а зимой – его отдача в атмосферу. Снежный покров ослабляет отдачу тепла зимой и создает утепляющий эффект, влияющий на среднегодовую температуру почвогрунтов. С учетом сезонных особенностей влияния изменений климата нижней атмосферы на климат почвогрунтов необходимо оценить и сопоставить тренды среднегодовых значений температуры воздуха, высоты снежного покрова и среднегодовой температуры почвогрунтов, а также количественно оценить вклад температуры воздуха и высоты снежного покрова в изменение климата почвогрунтов.

Как показано выше, утепляющий эффект снега проявляется только на Азиатской территории РФ. Если этот эффект является существенным по величине, то он создает на этой территории

предпосылки для несогласованных многолетних изменений температуры воздуха и температуры почвогрунтов, отмеченных в [4].

Вклад каждого фактора в изменение среднегодовой температуры почвогрунтов вычислялся далее по уравнению регрессии. При этом оценивался вклад среднегодовой температура воздуха и высоты снежного покрова (в %) в общую дисперсию среднегодовой температуры почвогрунтов.

По всем анализируемым станциям вычислены линейные тренды среднегодовых значений температуры воздуха, среднегодовых значений температуры почвогрунтов и высоты снежного покрова в феврале. На разных станциях соотношения между трендами температуры почвогрунтов, трендом температуры воздуха и трендом высоты снежного покрова оказались различными.

Для сравнительного анализа и количественной оценки роли температуры воздуха и снежного покрова в многолетних изменениях температуры почвогрунтов были сформированы два списка станций. Рассматривались только те станции, на которых наблюдались значимые тренды в среднегодовой температуре почвогрунтов. В первый список отбирались станции, на которых тренды среднегодовой температуры воздуха были больше трендов среднегодовой температуры почвогрунтов. Во второй список, наоборот, отбирались станции, на которых тренды среднегодовой температуры почвогрунтов были больше трендов среднегодовой температуры воздуха. Списки составлялись на основе данных температур почвогрунтов на каждой глубине отдельно. Результаты далее показаны на примере для глубины 160 см.

Преобладающее большинство станций из первого списка оказалось на Европейской территории РФ. В табл. 1 представлены количественные оценки по выборочным пяти станциям из них.

Сравнение вклада различных факторов в общую дисперсию температуры почвогрунтов на глубине 160 см (табл. 1) показывает, что главным фактором на приведенных станциях является температура воздуха (от 23 до 46% вклада в общую дисперсию), а роль снежного покрова в этих случаях минимальна (от 0,4 до 8,0%). Влияние высоты снежного покрова на температуру почвогрунтов в этом регионе столь мало, что даже при отрицательных трендах высоты снежного покрова (станции Сортавала, Вытегра, Онега, Койнас) тренды температуры почвогрунтов значимые положительные.

Т а б л и ц а 1

Тренды среднегодовых значений температуры воздуха и почвогрунтов на глубине 160 см, тренды высоты снежного покрова и оценки вклада факторов в общую дисперсию за 1965 – 2004 гг. Европейская территория РФ

Станция	Координаты		Тренды			Вклад в общую дисперсию, %	
	Долгота	Широта	Температура воздуха, °C/10 лет	Температура почвы, °C/10 лет	Высота снежного покрова, см/10 лет	Температура воздуха годовая	Высота снежного покрова
Сортавала	30,7	61,7	0,53	0,12	-0,13	37,5	8,0
Вытегра	36,5	61,0	0,49	0,13	-0,52	29,3	4,4
Онега	38,1	63,9	0,53	0,23	-0,54	39,3	5,7
Кострома	40,9	57,8	0,37	0,19	1,46	23,5	6,3
Койнас	47,7	64,8	0,33	0,25	-0,06	46,2	0,4

Сравнение вклада различных факторов в общую дисперсию температуры почвогрунтов на глубине 160 см (табл.1) показывает, что главным фактором на приведенных станциях является температура воздуха (от 23 до 46% вклада в общую дисперсию), а роль снежного покрова в этих случаях минимальна (от 0,4 до 8,0%). Влияние высоты снежного покрова на температуру почвогрунтов в этом регионе столь мало, что даже при отрицательных трендах высоты снежного покрова (станции Сортавала, Вытегра, Онега, Койнас) тренды температуры почвогрунтов значимые положительные.

На рис. 4 показаны многолетние изменения температуры и высоты снежного покрова, а также их тренды за 1965 – 2004 гг. на станции Онега. Тренд температуры почвогрунтов статистически достоверен с вероятностью выше 95%.

Станции из второго списка наблюдаются преимущественно на станциях Азиатской территории РФ и реже в Среднем Поволжье и на Урале. В табл. 2 представлены количественные оценки по выборочным 11 станциям из второго списка, на которых значения трендов температуры почвогрунтов превосходят значения трендов температуры воздуха (все станции оказались в Азиатской части РФ).

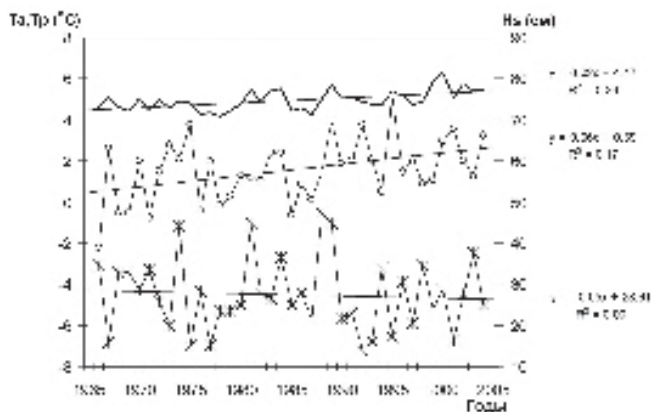


Рис. 4. Многолетний ход среднегодовых значений температуры воздуха T_a (—○—), температуры почвогрунтов на глубине 160 см T_r (—) и высоты снежного покрова H_s (—*) на станции Онега

Таблица 2

Тренды среднегодовых значений температуры воздуха и почвогрунтов на глубине 160 см, тренды высоты снежного покрова и оценки вклада факторов в общую дисперсию за 1965 – 2004 гг. Азиатская территория РФ

Станция	Координаты		Тренды			Вклад в общую дисперсию, %	
	Долгота	Широта	Температура воздуха, °C/10 лет	Температура почвы, °C/10 лет	Высота снежного покрова, см/10 лет	Температура воздуха годовая	Высота снежного покрова
Нижний Тагил	60,1	57,9	-0,11	0,19	4,54	0,7	13,5
Тара	74,4	57	-0,07	0,41	5,44	5,0	49,6
Купино	77,3	54,4	-0,64	0,23	4,11	4,1	11,2
Александровское	77,9	60,4	0,10	0,39	3,51	0,0	21,4
Северное	78,4	56,4	0,42	0,45	1,71	2,9	13,0
Пудино	79,2	57,6	-0,26	0,3	1,75	0,1	9,3
Нижеудинск	99,0	54,9	0,21	0,56	0,91	4,7	32,9
Бохан	103,8	53,2	-0,46	0,41	1,75	4,7	30,0
Жигалово	105,2	54,8	0,33	0,37	0,96	0,9	28,6
Непа	108,2	59,3	0,25	0,39	1,18	1,2	14,3
Могоча	119,8	53,7	0,37	0,42	1,84	3,9	47,7

На всех выбранных станциях тренд высоты снежного покрова оказался положительным, что соответствует известному [1] преобладающему росту снегонакопления в Азиатской части РФ. Из табл. 2 видно, что положительные тренды температуры почвогрунтов наблюдаются также на всех представленных станциях, включая даже те, на которых тренды температуры воздуха отрицательные (Нижний Тагил, Купино, Пудино, Бохан). Вклад высоты снежного покрова в изменения температуры почвогрунтов, по данным регрессионного анализа на приведенных в табл. 2 станциях, составляет от 9,3 до 49,6% от общей изменчивости. А вклад среднегодовой температуры воздуха в общую изменчивость температуры почвогрунтов здесь не превышает 5%.

На рис. 5 показаны изменения среднегодовых значений температуры воздуха, температуры почвогрунтов и высоты снежного покрова за 1965 – 2004 гг. на одной из этих станций (станция Бохан в Прибайкалье).

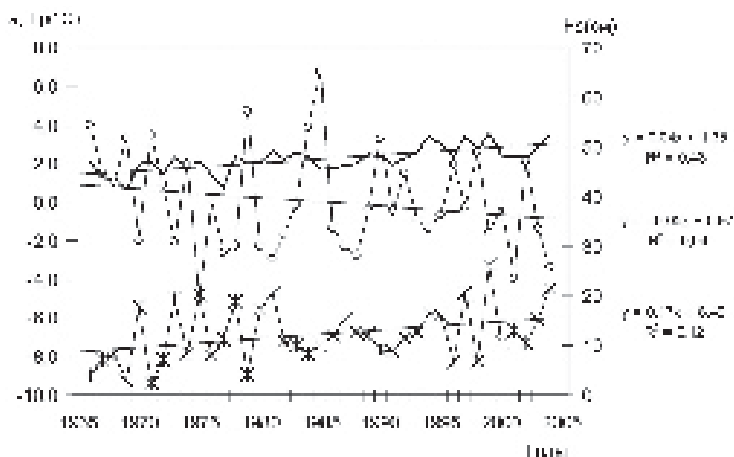


Рис. 5. Многолетний ход среднегодовых значений температуры воздуха T_a (---), температуры почвогрунтов на глубине 160 см T_r (—) и высоты снежного покрова H_s (x) на станции Бохан

На станции Бохан при отрицательном тренде температуры ($-0,46^{\circ}\text{C}/10$ лет) воздуха наблюдается положительный тренд температуры почвы ($0,41^{\circ}\text{C}/10$ лет), обусловленный, видимо, ростом снегонакопления на этой станции. Вклад в общую изменчивость

дают среднегодовая температура воздуха (4,7%), высота снежного покрова (30 %).

Полная картина соотношения вклада двух факторов в общую изменчивость среднегодовой температуры почвогрунтов показана в виде диаграмм на карте (рис.6) в местах расположения станций.

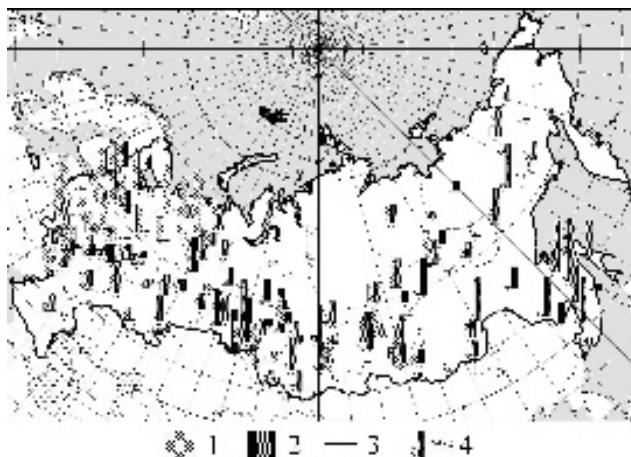


Рис. 6. Вклад (в %) среднегодовой температуры воздуха (T_a) и высоты снежного покрова (H_s) в многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 160 см

Почти на всей Европейской территории РФ, за исключением Самары, многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 160 см в большей мере (от 20 до 50%) определяются изменениями температуры воздуха (светлые столбики диаграмм), в тех же местах изменения снежного покрова определяют не более 10% изменчивости (темные столбики диаграмм).

В Среднем Поволжье, на Урале и всей Азиатской территории РФ (кроме Якутска, Владивостока и станции Ключи на Камчатке) многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов в большей мере, от 10 до 50%, определяются изменениями высоты снежного покрова, а температура воздуха там же определяет только от 0 до 10% изменчивости температуры почвогрунтов.

На глубине 80 см влияние каждого из двух факторов более заметно, их вклады в общую изменчивость температуры почвогрунтов больше, чем на глубине 160 см, но основные простран-

твенные закономерности те же: в Европе многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 80 см в большей мере определяются изменениями температуры воздуха, а в Азии – изменениями высоты снежного покрова.

На глубину 320 см влияние поверхностных метеорологических условий проникает в очень ослабленном виде и очень неравномерно по территории Российской Федерации. Всего на глубине 320 см, примерно на одной четверти от общего количества станций, температура почвогрунтов не зависит ни от температуры воздуха, ни от высоты снежного покрова (корреляции статистически незначимые). По остальным станциям на глубине 320 см сохраняются только главные пространственные особенности. На Европейской территории РФ на глубине 320 см, так же как на вышележащих глубинах, многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов в большей мере определяются изменениями температуры воздуха. В тех же местах изменения снежного покрова в меньшей мере сказываются на изменениях температуры грунта. На Азиатской территории РФ многолетние изменения среднегодовой температуры грунтов на глубине 320 см в большей мере определяются изменениями высоты снежного покрова. Исключением являются станции Киренск и Якутск на Лене, станции Братск на Ангаре и Леуши в Западной Сибири.

Станции, на которых на глубину 320 см не доходит влияние многолетних изменений поверхностных метеорологических условий, встречаются в любых регионах Российской Федерации. Выделить какие-либо обширные районы в Европе или в Азии с однородным наличием или отсутствием такого влияния не удастся. Станции, на которых преобладает влияние температуры воздуха или высоты снежного покрова или на которых связи совсем не просматриваются, не группируются в районы. Для примера можно отметить ряд станций на р. Лена от ее верховья до слияния с р. Алдан. На станции Киренск преобладающим фактором влияния на температуру почвогрунтов на глубине 320 см является температура воздуха (вклад в общую изменчивость: 12,9% – температура, 2,8% – снег), ниже по течению на станции Витим преобладающим фактором становится высота снежного покрова (0% – температура, 32,5% – снег). Еще ниже на станциях Олекминск и Исьеть температура грунтов на глубине 320 см не зависит от рассматриваемых поверхностных метеорологических условий. А на станции Якутск температура воздуха является определяющим фактором (28,3% – температура, 0% – снег).

Заключение

Проведенный анализ, основанный на инструментальных данных за 40 лет, позволил описать региональные особенности корреляций между наземными метеорологическими параметрами и температурой почвогрунтов на глубинах от 80 до 320 см и получить количественные оценки вклада температуры воздуха и высоты снежного покрова в общую изменчивость среднегодовой температуры почвогрунтов.

Летом многолетние изменения температуры воздуха и температуры почвогрунтов на рассмотренных глубинах имеют значимую корреляцию на значительной части Российской Федерации, за исключением зоны в центральной части многолетней мерзлоты.

Зимой значимые коэффициенты корреляции температуры почвогрунтов с температурой воздуха наблюдаются преимущественно на Европейской части России. Многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов на Европейской территории РФ определяются в большей мере изменениями температуры воздуха, чем высоты снежного покрова. Отопляющее действие снежного покрова здесь практически не проявляется.

На Азиатской территории РФ, наоборот, изменения среднегодовой температуры почвогрунтов определяются в большей мере изменениями высоты снежного покрова, чем изменениями температуры воздуха. Рост снегонакоплений в Азиатской части РФ способствует сохранению зимой тепла в почвогрунтах на всех глубинах, накопленного в теплый сезон, что приводит к дополнительному повышению среднегодовой температуры почвогрунтов и более ускоренному ее росту по сравнению с трендами потепления нижней атмосферы. Особое значение это обстоятельство приобретает в зоне многолетней мерзлоты, так как усиливает одну из составляющих ее возможной деградации.

В центральных областях зоны многолетней мерзлоты ослаблено влияние многолетних изменений температуры воздуха на температуру почвогрунтов как летом, так и зимой, но в районах с островной и прерывистой мерзлотой это влияние существенно. Влияние высоты снежного покрова на температуру почвогрунтов прослеживается почти на всей территории многолетней мерзлоты.

Список литературы

1. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Кузнецова В.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т. Анализ изменчивости климата на территории России в последние десятилетия // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2000. – Вып.167. – С.3–15.
2. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояния, изменчивости и экстремальности климата // Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003г. // Труды конференции. – М.: Паблик принт, 2004. – С. 101–110.
3. Демченко П.Ф., Величко А.А., Голицын Г.С., Елисеев А.В., Нечаев В.П. Судьба вечной мерзлоты: взгляд из прошлого в будущее // Природа. – 2001. – №11. – С. 43.
4. Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А., Мяч Л.Т., Шерстюков Б.Г. Статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации // Метеорология и гидрология. – 2006. – №5. – С. 27–38.
5. Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. – 2002. – №1. – С. 22–34.
6. Павлов А.В. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз // Криосфера Земли. – 1997. – Т. 1, № 1. – С. 47–58.
7. Павлов А.В., Гравис Г.Ф. Вечная мерзлота и современный климат // Природа. – 2000. – №4. – С. 10–18.
8. Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на Севере России // Альбом мелкомасштабных карт. – Новосибирск: «Гео», 2005. – 54 с.
9. Чудинова С.М., Быховец С.С., Сороковиков В.А., Барри Р., Жанг Т., Гиличинский Д.А. Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата // Криосфера Земли. – 2003. – Т. 7, № 3. – С. 23–30.
10. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 340 с.
11. Шерстюков А.Б., Анохин Ю.А. Пространственные особенности изменения температуры воздуха и почвы в зоне многолетней мерзлоты России // Материалы 2-й Всероссийской конференции «Научные аспекты экологических проблем России». Секция 1. Оценка состояния природной среды в России и стратегия решения основных экологических проблем; экологическая безопасность; глобальная антропогенная экология. – М., 2006. – С. 22–23.

**КРИТЕРИАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ КЛИМАТИЧЕСКИХ
УСЛОВИЙ СУЩЕСТВОВАНИЯ
МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ
В РОССИИ ЗА ПЕРИОД С 1976 ПО 2005 год
ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА ГЛУБИНЕ 320 см**

Введение

Продолжающееся глобальное потепление климата сопровождается потеплением на большей части территории России [1,2], и особенно в Сибири, где расположена зона многолетней мерзлоты. Здесь в некоторых районах тренд потепления температуры воздуха составляет $3,5^{\circ}\text{C}/100$ лет [1]. Повышение температуры воздуха оказывает влияние на состояние грунтов в зоне многолетней мерзлоты России. Зона многолетней мерзлоты занимает более 65% территории России [3] и охватывает значительную часть Сибири и Дальнего Востока. В [4], по данным измерений температуры грунтов за 1965 – 1995 гг., показано наличие деградации криолитозоны, что объясняется повышением температуры воздуха, а в ряде районов – и увеличением снегоотложения [4].

Постановка проблемы

При построении карт области распространения многолетней мерзлоты учитывается совокупность различных факторов, таких как среднегодовая температура грунтов, мощность многолетнемерзлых толщ (м), характер распространения многолетнемерзлых толщ по степени прерывистости таликами и др. [5]. Например, карта К.А. Кондратьевой (1976 г.) распространения многолетнемерзлых пород СССР, приведенная в [5], построена с учетом этой совокупности факторов. Но из-за отсутствия такой совокупности данных за длительный промежуток времени карты распространения многолетней мерзлоты, приведенные в различных работах, носят весьма вероятностный характер и часто построены на косвенных параметрах, таких, например, как температура воздуха. В работе [6] приведена карта вечной мерзлоты в Северном полушарии, полученная в результате мо-

дельного расчета с использованием данных о климате (температура воздуха и осадки).

Построение карт по специальным наблюдениям в криолитозоне затруднительно, так как в настоящее время (на 2004 г.) существует только 14 действующих наблюдательных объектов мониторинга криолитозоны [7], что крайне недостаточно для мониторинга распространения мерзлоты. При этом они размещены очень неравномерно по территории криолитозоны.

Поэтому в последние годы возник интерес к использованию имеющихся длительных рядов наблюдений за температурой почвы на гидрометеорологических станциях для оценки многолетних термических изменений в почве и их пространственных особенностей [7], но до сих пор анализ проводился по выборочным гидрометеорологическим станциям. К тому же ряды, по которым ранее проводились исследования, не охватывали последние годы. Таким образом, в опубликованных в последние годы работах на основе анализа ограниченного количества данных приведены результаты, которые нуждаются в уточнении на большем материале.

Новые пополненные массивы данных о температуре грунтов на глубинах до 320 см дают возможность точнее оценить изменение географического положения характерных изотерм в грунтах за последние 30 лет (1976 – 2005 гг.). Сведения о температуре грунтов более точно, чем сведения о температуре воздуха, отражают одно из основных условий существования мерзлоты на глубинах. Поэтому в настоящей работе ставилась задача по данным сети гидрометеорологических станций о температуре грунтов за последние три десятилетия получить изотермы температуры грунтов на глубине 320 см в начале и в конце анализируемого периода лет и описать изменение географического положения изотерм за это время.

Исходные данные и методика исследований

Для работы использовались данные по всем станциям Российской Федерации, на которых проводятся наблюдения за температурой почвы по вытяжным термометрам. Особенностью таких наблюдений является большое количество пропусков. По отдельным станциям наблюдения за температурой грунтов начались в начале XX века, но существующая сеть станций с наблюдениями по вытяжным термометрам в основном сложилась в 1960-е годы, поэтому массивы данных на технических носителях начинаются

преимущественно в середине 1960-х годов. По технологическим причинам массивы данных о температуре грунтов по всем станциям России, производящим наблюдения по вытяжным термометрам, начинаются с 1977 года. Пока еще не по всем станциям в массивы занесены данные за 2005 год. Поэтому для обработки отобраны станции, по которым имеются данные за период не менее чем за 1977–2004 гг. при условии, если внутри ряда пропуски в данных составляют не более 10%.

По среднемесячным данным за период с 1976 по 2005 г. на глубине 320 см по каждой станции построено уравнение линейного тренда среднегодовой температуры грунта, а затем по уравнению вычислены трендовые значения температуры грунта в 1976 и 2005 гг. на глубине 320 см (461 станция). Трендовые значения в сглаженном виде отражают температурные условия в 1976 и 2005 гг. на каждой станции.

На основе полученных значений построены карты пространственного распределения температуры грунта на глубине 320 см в 1976 и 2005 годы. Градации изотерм на карте выбраны в соответствии с критериями, принятыми для выделения многолетнемерзлых пород (ММП) на карте 1976 г. К. А. Кондратьевой, опубликованной в [5]. Согласно работе К. А. Кондратьевой, зона распространения многолетнемерзлых пород определяется среднегодовыми температурами пород $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже [5], тогда за южную границу условий, благоприятных для существования мерзлоты, следует принять характерную изотерму $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ среднегодовых значений температуры грунта на заданной глубине. Для определения на карте пространственного интервала достоверности изотерм рассчитан доверительный интервал тех значений, которые использовались для построения карт. Доверительным интервалом на 95%-ном уровне значимости принимался интервал среднеквадратических отклонений температуры от тренда. Среднеквадратическое отклонение температуры от тренда, равное $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, получено в результате обобщения по всем станциям. Далее на картах температуры грунта на глубине 320 см в 1976 и 2005 гг. с учетом густоты изолиний вблизи характерной изотермы $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ определено соответствие между среднеквадратическими отклонениями температуры от изолинии (в $^{\circ}\text{C}$) и отклонениями от нее в градусах географических координат. Интервал достоверности отложен

на картах в обе стороны от характерной изотермы, он равен $\pm 0,5^\circ$ географических координат.

Построение карт пространственного распределения температур грунтов на глубинах проводилось с применением геоинформационной системы (ГИС) MapInfo. При этом использовался стандартный метод IDW пространственной интерполяции с коэффициентами, обратно пропорциональными квадрату расстояния. Точность работы ГИС при ее работе не выводится и зависит от густоты станций и свойств интерполируемого поля. В районах с малой густотой станций результаты получаются сглаженные, которые тем не менее позволяют анализировать крупномасштабные пространственные особенности полей рассматриваемых температур в масштабах Российской Федерации. За исключением высокоширотных районов Сибири и Дальнего Востока анализируемый набор станций позволяет получить карты с детализацией примерно $5 \times 5^\circ$ географических широты и долготы (в некоторых случаях $10 \times 10^\circ$).

Результаты

На рисунке показана карта пространственного распределения среднегодовых температур грунтов на глубине 320 см в России на

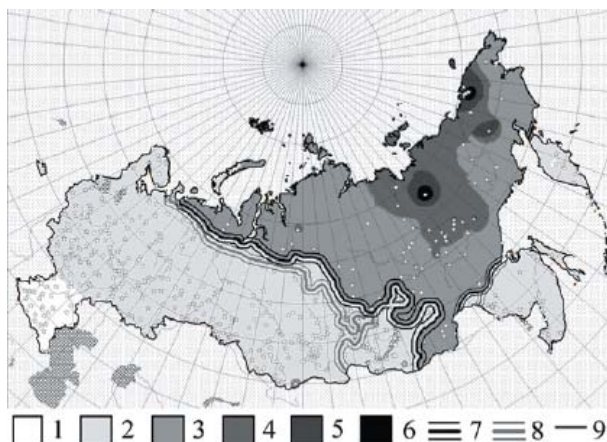


Рис. Пространственное распределение среднегодовых температур грунтов (t) на глубине 320 см в России на 2005 год:

1 – $10 \leq t < 15$; 2 – $3 \leq t < 10$; 3 – $-1 < t \leq 3$; 4 – $-3 < t \leq -1$; 5 – $-5 < t \leq -3$; 6 – $-9 < t \leq -5$; 7 – изотерма $+3^\circ\text{C}$ в 2005 г.; 8 – изотерма $+3^\circ\text{C}$ в 1976 г.; 9 – граница России

2005 г., выделена изотерма $+3^{\circ}\text{C}$ с доверительным интервалом и нанесена аналогичная изотерма $+3^{\circ}\text{C}$ на 1976 г. для сравнения. Из рис. видно, что за период с 1976 по 2005 г. произошли изменения географического положения изотермы. Там, где доверительные интервалы изотерм 1976 и 2005 гг. не перекрываются (различия более 1° географической широты), изменения положения статистически достоверны.

В интервале от 90° до 95° в.д. изотерма отошла к 2005 г. на север от ее положения в 1976 г. приблизительно на 200 – 450 км. Вблизи меридиана 100° в.д. положение изотермы также изменилось на 450 км в северном направлении. На обширном участке территорий, прилегающих к оз. Байкал, в интервале от 100° до 110° в.д. наблюдаются самые существенные и статистически достоверные изменения положения изотермы. Здесь смещение изотермы на север от южной границы России составляет приблизительно 650 – 800 км. Сравнительно небольшое смещение изотермы в северном направлении произошло вблизи меридиана 125° в.д., здесь оно составляет приблизительно 200 км. На остальных территориях изменения положения изотермы не так существенны, а в ряде случаев статистически не достоверны.

Положение полученной изотермы температуры грунтов $+3^{\circ}\text{C}$ для 1976 г. на большей части России хорошо совпадает с южной границей криолитозоны в 1976 г. по К.А.Кондратьевой [5]. Южная граница криолитозоны определена на карте К.А. Кондратьевой как южная граница зоны островного распространения ММП со среднегодовыми температурами от $+3$ до -1°C и мощностью мерзлой толщи от 0 до 100 м.

Среднегодовая температура ММП – это лишь один из факторов, влияющих на положение южной границы криолитозоны. При построении карты К.А.Кондратьевой использовалась совокупность нескольких факторов. Этим можно объяснить некоторые различия между полученной в настоящей работе изотермой и положением южной границы криолитозоны на карте К.А.Кондратьевой. Существенные различия наблюдаются только на полуострове Камчатка и в Приамурье, где полученная изотерма температуры грунтов $+3^{\circ}\text{C}$ в 1976 г. проходит севернее, чем на карте распространения ММП К.А.Кондратьевой.

В целом хорошее согласие положения изотермы $+3^{\circ}\text{C}$ в 1976 г. с границей криолитозоны тех лет позволяет использовать аналогичную изотерму 2005 г. для косвенного анализа положения границы

криолитозоны в этом году. При этом учитывается, что температура грунтов в определенных грациях является условием необходимым, но не достаточным для того, чтобы делать окончательные выводы относительно изменения границ криолитозоны. Выводы можно делать только относительно смещения изотерм, характерных для разных видов мерзлоты на глубинах. Наибольшее смещение характерной изотермы к северу произошло в Прибайкалье – Забайкалье и составило около 5° широты. На Западно-Сибирской равнине и на западе Среднесибирского плоскогорья смещение изотермы к северу составило до 2–3° широты. Достоверными являются различия более 1° широты. Это не означает смещение границы криолитозоны на такую же величину, но показывает изменение на обширной территории одного из главных условий существования мерзлых грунтов. В указанных районах наиболее вероятно деградация многолетней мерзлоты. Районы, ранее охваченные изотермой (1976 г.), но свободные от нее теперь (2005 г.), наиболее благоприятны для образования болот.

Аналогичное исследование характерных изотерм выполнено по данным о температуре на глубине 80 см, где большая межгодовая изменчивость создает более широкий пространственный доверительный интервал изотермы. Поэтому достоверных различий в положениях изотермы +3 °C в 1976 и 2005 гг. не обнаружено. Большая межгодовая изменчивость температуры грунта на глубине 80 см является следствием проникновения сверху короткопериодных изменений температуры. Однако местоположение характерной изотермы +3 °C на этой глубине хорошо совпадает с положением такой же изотермы на глубине 320 см. Ценность результатов анализа изотерм на глубине 80 см заключается в том, что на этой глубине больше метеорологических станций проводили наблюдения за температурой грунтов в течение последних 30 лет; карты с изотермами были построены по 612 станциям (против 461 станции на глубине 320 см). Это позволило в местах редкой сети станций на глубинах 320 см подтвердить положение характерных изолиний для 2005 г. и полученных ранее – для 1976 года.

Выполненный анализ показал, что на территории России за тридцатилетний период (с 1976 по 2005 г.) на глубине 320 см произошло изменение термических условий грунтов, способствующее смещению к северу южной границы криолитозоны.

В 2006 г. учреждениями Росгидромета составлялся стратегический прогноз изменений климата и его последствий на период

до 2015 года [8]. Для прогностических оценок в стратегическом прогнозе использовался метод построения линейных трендов метеорологических величин. По аналогии со стратегическим прогнозом в настоящей работе вычислены перспективные трендовые значения среднегодовой температуры грунта на глубине 320 см в 2015 году (461 станция), по которым построена перспективная карта пространственного распределения температуры грунта. На карте (не приводится) определено положение изотермы $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ грунтов ожидаемой температуры к 2015 г. и ее доверительного интервала $\pm 0,5^{\circ}$ географических координат, исходя из предположения, что в ближайшее время сохранится тенденция тренда периода 1976 – 2005 годов.

При анализе перспективной карты получено, что на глубине 320 см к 2015 г. изотерма $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ может сместиться в северном направлении на разных долготах на незначительные расстояния, предельное смещение может достигать 50 км. Но с учетом доверительного интервала в оценках тенденций к 2015 г. не получено статистически достоверных изменений географического положения на карте изотермы $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ температуры грунтов на глубине 320 см.

Список литературы

1. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояния, изменчивости и экстремальности климата // Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003г.// Труды конференции. – М.: Паблик принт, 2004. – С 101–110.
2. Заявление ВМО о состоянии глобального климата в 2004 г. // Всемирная Метеорологическая Организация, ВМО-№ 983.– Женева, 2005.– С 11.
3. Павлов А.В., Гравис Г.Ф. Вечная мерзлота и современный климат // Природа. – 2000.– №4.– С. 10–18.
4. Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. – 2002. – №1. – С 22–34.
5. Кудрявцев В.А. Мерзловедение. – М.: Изд-во МГУ. – 1981.– 240 с.
6. Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. – 1997.– №5.– С. 71–80.
7. Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт. – Новосибирск: «Гео», 2005. – 54 с.
8. Результаты исследований изменений климата для стратегий устойчивого развития Российской Федерации. – М.: Росгидромет, 2005. – 178 с.

ЗОНАЛЬНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И ЕЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИ ИВМ РАН

В настоящее время численное моделирование является основным направлением исследований, позволяющим получить оценки возможных изменений климата, которые могут произойти под воздействиями антропогенного характера. Климатические модели разной степени сложности разрабатываются в большинстве развитых стран мира, в том числе и у нас в стране. Одной из них является совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН). Эта модель совершенствуется, результаты проводимых по ней экспериментов постоянно публикуются авторами, например [2]. Цель настоящего исследования – получить более детальные оценки способности модели ИВМ РАН воспроизводить режим зональной циркуляции в средней тропосфере.

Исходные данные и методика расчета

В настоящей работе используются массивы глобальных полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа (*H500*), полученные в экспериментах по совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН, описание которых приведено в [4]. Здесь мы условно назовем их:

XX – моделирование климата XX века: прогон модели с реальной концентрацией углекислого газа и других парниковых газов, связанных с деятельностью человека. Продолжительность эксперимента – 130 лет (1871–2000 гг.);

C2 – в этом эксперименте задан рост содержания CO_2 (от уровня 1871 г.) со скоростью 1% в год до удвоения (в течение 70 лет). Продолжительность эксперимента 150 лет (условно, учитывая 70 лет разгона модели, 1941–2090 гг.);

C0 – контрольный эксперимент, в котором концентрация всех газов, а также солнечная постоянная соответствовали 1871 г. Продолжительность эксперимента – 330 лет (1871–2200 гг.).

Пространственное разрешение данных во всех этих экспериментах составляет 4° по широте (45 кругов широты начиная с 88° ю. ш.) и 5° по долготе (72 меридиана начиная с меридиана 180° з. д.).

В качестве эталонных данных (результатов наблюдений) для оценки качества модели ИВМ РАН использованы глобальные поля геопотенциала *H500* из массива реанализов метеорологических данных Национального центра предсказания окружающей среды / Национального центра исследований (*NCEP/NCAR*) [5]. Эти поля имеют пространственное разрешение 2,5° по широте (73 круга широты начиная с 90° с. ш.) и 2,5° по долготе (144 меридиана начиная с нулевого меридиана). Ниже результаты по этим данным будут обозначаться как *REAN*.

По данным геопотенциала *H500* рассчитывалась зональная скорость геострофического ветра, являющаяся одной из основных характеристик циркуляции в средней тропосфере. Поля зональной составляющей скорости геострофического ветра *U* вычислялись в соответствии с техникой расчета интегральных характеристик циркуляции атмосферы [3] с помощью конечных разностей по формуле:

$$u_{ij} = \frac{g}{4\pi R \cdot \cos(\Delta\theta) \cdot \cos\theta_i} (H_{i+1,j} - H_{i-1,j}), \text{ м/с},$$

где *H* – значения геопотенциальных высот в узлах широтно-долготной сетки, θ – дополнение широты ($\theta=90-\varphi$), $\Delta\theta$ – шаг широты с обратным знаком ($\Delta\theta=-\Delta\varphi$), *g* – ускорение силы тяжести ($g=9,8$ м/с²), ω – угловая скорость вращения Земли ($\omega=0,000072921$ рад/сек.), *R* – радиус Земли ($R=6367$ км).

При этом из расчетов были исключены 40-градусная экваториальная зона (20° с. ш. – 20° ю. ш.) и 10-градусные области у полюсов. В результате поля зональной составляющей скорости геострофического ветра рассчитывались для широтных зон 20–80° Северного и Южного полушарий.

Для получения сравнительных оценок зональной составляющей скорости геострофического ветра все четыре исходных массива данных геопотенциала *H500* подвергались обработке по единой методике, которая предусматривала:

- расчет среднемесячных полей геопотенциала по ежедневным данным;
- расчет зональной составляющей скорости геострофического ветра (ниже будем называть ее просто зональной скоростью ветра) по среднемесячным полям геопотенциала;
- расчет среднегодовых полей по среднемесячным полям зональной скорости ветра;
- получение временных рядов пространственно-осредненных значений среднемесячной и среднегодовой зональной скорости ветра;
- расчет полей многолетних статистик (средних значений и среднеквадратических отклонений) зональной скорости ветра;
- пространственное осреднение среднемноголетних полей зональной скорости ветра по территории полушарий и в целом по земному шару;
- зональное осреднение полей многолетних статистик зональной скорости ветра;
- расчет разностей многолетних зональных средних зональной скорости ветра для двух пар экспериментов – *XX* и *REAN*, *C2* и *C0*;
- расчет полей точечных разностей среднемноголетних (среднемесячных и среднегодовых) значений зональной скорости ветра для двух пар экспериментов *XX* и *REAN*, *C2* и *C0*;
- оценка пространственных статистик (среднее, минимальное, максимальное значения) полей точечных разностей среднемноголетних (среднемесячных и среднегодовых) значений зональной скорости ветра для двух пар экспериментов *XX* и *REAN*, *C2* и *C0*.

Сравнение результатов эксперимента *XX* и реанализов

Как уже отмечалось, эксперимент *XX* моделирует климат XX века, используя реальную концентрацию углекислого газа. Сопоставление результатов этого эксперимента с данными реанализов *NCEP/NCAR* позволяет оценить успешность воспроизведения совместной моделью ИВМ РАН климата второй половины 20-го столетия. В частности, полученные в настоящей работе различные пространственно-временные статистики зональной скорости геострофического ветра на уровне изобарической поверхности 500 гПа позволяют сделать некоторые выводы относительно успешности воспроизведения моделью ИВМ РАН основных закономерностей зональной циркуляции в средней тропосфере.

Многолетние изменения. На рис. 1 представлен многолетний ход осредненной по земному шару зональной скорости ветра U , рассчитанной по данным реанализов и результатам моделирования, для января, июля и в среднем за год. Из рисунка видно, что соответствия в их многолетних изменениях не наблюдается. Об этом свидетельствуют и приведенные на рисунке оценки коэффициентов корреляции.

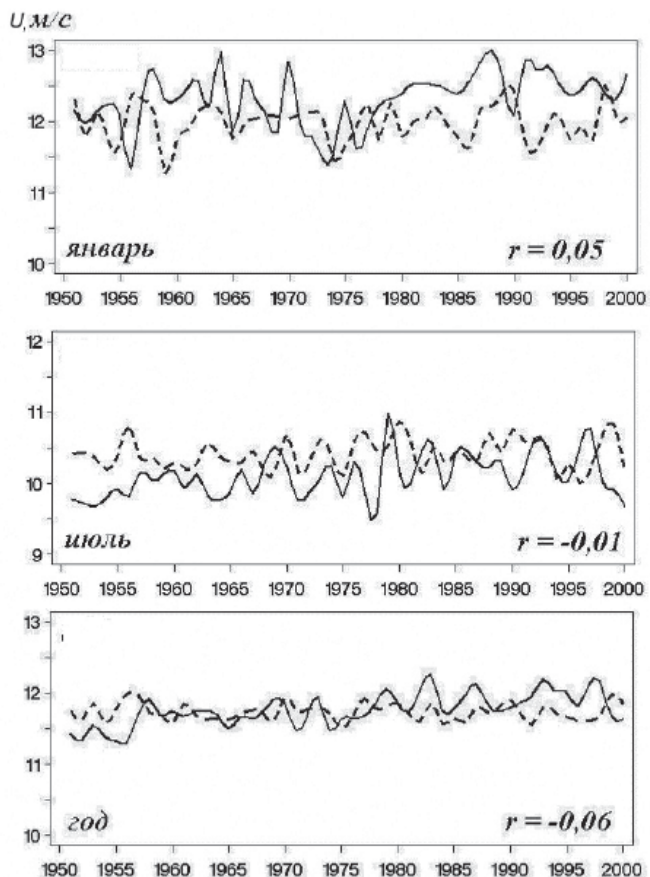


Рис. 1. Временной ход осредненной по земному шару зональной скорости ветра по данным модели ИВМ РАН в эксперименте XX и реанализов NCEP/NCAR (REAN): — REAN; --- XX

Сезонный ход. Графики на рис. 2 показывают, что модель адекватно воспроизводит сезонные изменения средних для обоих полушарий и земного шара в целом значений зональной скорости ветра (eU) и ее изменчивости (среднеквадратического отклонения sU): их среднемесячные значения, по данным эксперимента XX и реанализов, очень близки. В Северном полушарии почти для всех месяцев характерно незначительное занижение средней зональной скорости в модели: его наибольшее значение (1,1 м/с) приходится на июнь. В Южном полушарии занижение eU отмечается в летне-осенний (для Южного полушария) период (на 1 м/с в марте), а завышение – в зимне-весенний период (на 1,4 м/с в июне). Различия в среднемесячной зональной скорости для земного шара в целом по данным модели и реанализов не превышают 0,6 м/с.

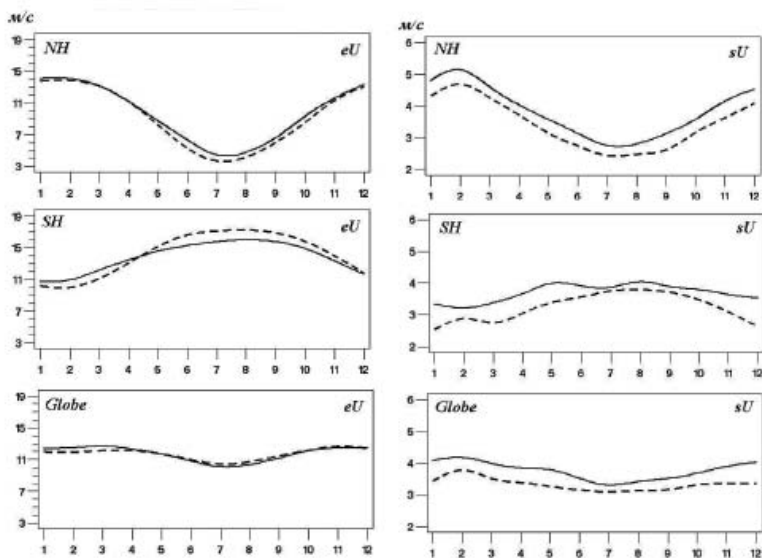


Рис. 2. Сезонный ход пространственно-осредненной зональной скорости ветра (eU) и ее среднеквадратического отклонения (sU) для Северного (NH) и Южного (SH) полушарий, а также для земного шара в целом (Globe) по данным модели ИВМ РАН в эксперименте XX и реанализов NCEP/NCAR, 1951–2000 гг.: REAN; --- XX

В сезонном ходе sU как для Северного, так и для Южного полушария присутствует некоторое смещение: многолетняя изменчивость зональной скорости ветра несколько занижена в модели для всех месяцев (в среднем по земному шару на 0,8 м/с зимой и 0,2 м/с летом).

Широтный ход. Наглядное представление о широтном распределении средней зональной скорости дает рис. 3 (f_i здесь и далее – обозначение широты, в Южном полушарии широты на рисунках обозначены отрицательными значениями). Из приведенных графиков видно, что модель достаточно адекватно воспроизводит профиль зональной циркуляции в средней тропосфере в январе и июле, хотя и обнаруживаются некоторые отличия от данных реанализов.

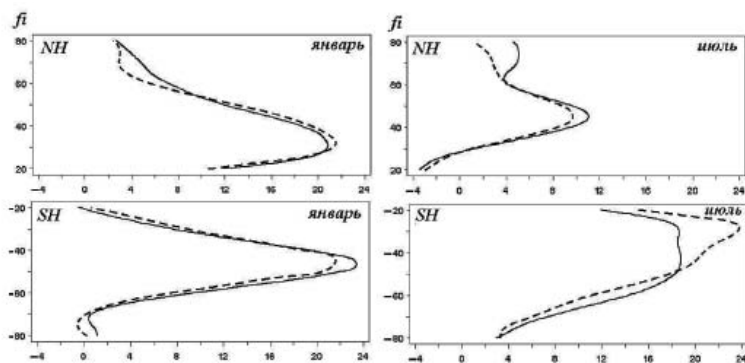


Рис. 3. Среднезональные значения среднемесячной зональной скорости ветра в Северном (NH,верху) и Южном (SH,внизу) полушарии по данным модели ИВМ РАН в эксперименте XX и реанализов NCEP/NCAR, 1951–2000 гг.: — REAN; --- XX

В Северном полушарии модель занижает среднюю зональную скорость в Заполярье в январе на 2 м/с, в июле – на 3 м/с. В июле также наблюдается занижение зональной скорости (на 1,5 м/с) в умеренных широтах, где в это время располагается зона наиболее сильных ветров. В Южном полушарии также отмечается занижение моделью зональной скорости ветра в умеренных широтах в зоне ее летнего максимума (январь, около 2 м/с). В июле в Южном полушарии наблюдаются наибольшие различия между результатами

моделирования и данными наблюдений: максимум зональной циркуляции в модели смещен в более низкие широты, и среднезональная скорость западного переноса завышена в нем на 5 м/с. К югу от 45° ю. ш. среднезональная скорость в модели несколько занижена.

Среднезональные значения многолетней изменчивости зональной скорости, рассчитанные по месячным полям среднеквадратических отклонений (здесь не представлены), мало изменяются с широтой. Тем не менее в среднегодовых оценках выделяется максимум изменчивости в умеренных широтах Южного полушария (50 – 60°), и модель воспроизводит его. Однако на всех широтах модельные оценки занижены по сравнению с оценками, полученными по данным реанализов (отношения среднеширотных значений среднеквадратических отклонений $XX/REAN$ составляют 0,63 – 0,86).

Широтно-годовой ход. Рис. 4 позволяет проследить за сезонными изменениями среднезональной скорости ветра в Северном

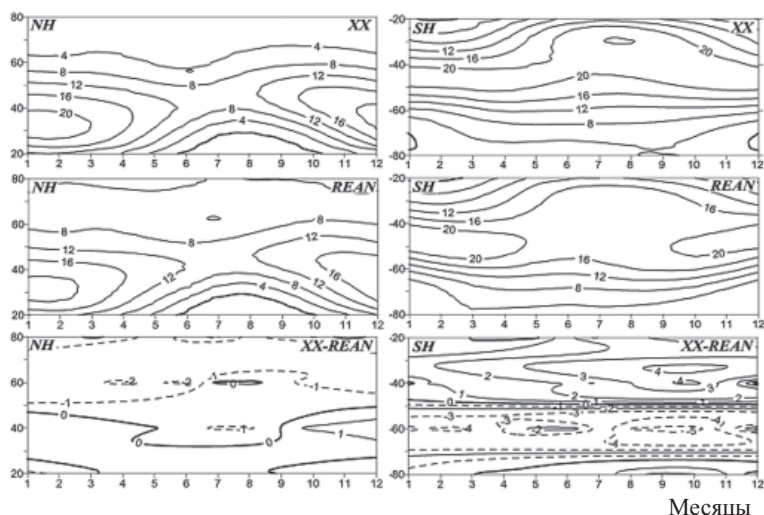


Рис. 4. Широтно-годовой ход зональной скорости ветра для Северного (NH, слева) и Южного (SH, справа) полушарий по данным модели ИВМ РАН в эксперименте XX и реанализов NCEP/NCAR (REAN) и различий XX-REAN. Изолинии для XX и REAN проведены через 4 м/с, для XX-REAN – через 1 м/с.

и Южном полушариях. Как видно из этого рисунка, наиболее важные детали широтно-годового хода зонального переноса в модели ИВМ РАН воспроизводятся успешно. Результаты для Северного полушария по данным модели и реанализов совпадают – на обоих рисунках максимальная скорость западного переноса отмечается в зимние месяцы на широтах 25–35° и составляет около 20 м/с. Смещаясь летом к северу, максимум ослабевает и скорость ветра в нем не превышает 12 м/с. В летнее время в тропической зоне Северного полушария хорошо прослеживается граница восточного переноса (жирная нулевая изолиния).

В Южном полушарии годовой ход среднезональной скорости ветра воспроизводится несколько хуже, чем в Северном. По модельным данным в этом полушарии во все месяцы зона максимальных скоростей расположена севернее, чем по данным наблюдений. В результате к северу от 50° в течение всего года здесь среднезональная скорость ветра завышена, а к югу – занижена: в весенний период (сентябрь–октябрь) – более чем на 5 м/с.

Среднедолголетние поля. Рассмотрим распределение среднегодовой зональной скорости над Северным и Южным полушариями, рассчитанной за период 1951–2000 гг. В Северном полушарии (рис. 5) по данным и реанализов, и модели отмечаются две области с большими (свыше 20 м/с) скоростями западного переноса, располагающиеся в умеренных широтах: одна в Тихом океане над Японскими островами, другая в Северной Атлантике у восточного побережья Северной Америки. Однако вследствие более зонального расположения оси максимальных скоростей у североатлантической области на карте модельных данных, на востоке Атлантического океана образуются два очага довольно существенных разностей *XX-REAN*: один из них северный (с отрицательными значениями), другой – южный (с положительными). На карте разностей для Южного полушария (рис. 6) подобная пара областей существенных разностей наблюдается на западе Тихого океана: занижение зональной скорости в модельных данных (до -8 м/с) прослеживается в южных районах океана вблизи берегов Антарктиды, завышение (свыше 6 м/с) – в районе Новой Зеландии. Преобладание на карте среднегодовых различий *XX-REAN* для Южного полушария положительных разностей в низких широтах и отрицательных в высоких соответствует оценкам на рис. 4.

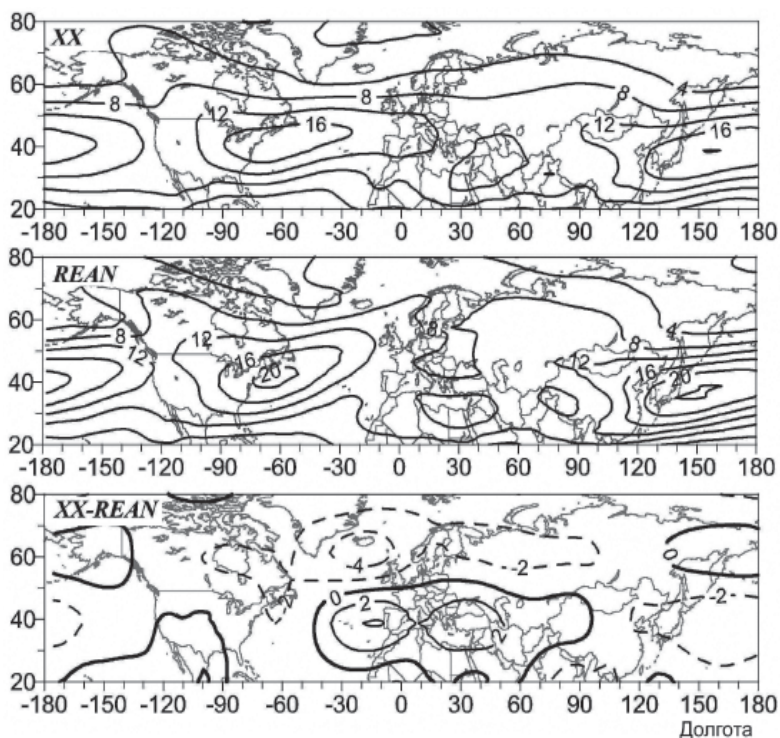


Рис. 5. Распределение среднегодовой зональной скорости ветра над Северным полушарием по данным модели ИВМ РАН в эксперименте XX и реанализов NCEP/NCAR (REAN) за период 1951–2000 гг. и различий XX-REAN. Изолинии для XX и REAN проведены через 4 м/с, для XX-REAN – через 2 м/с

В табл. 1 представлены оценки пространственных статистик полей точечных разностей среднегодовой (среднемесячной и среднегодовой) зональной скорости ветра, которые были рассчитаны в узлах широтно-долготной сетки, являющихся общими для полей модели ИВМ РАН и реанализов NCEP/NCAR. Число их 576 (72 узла $\times$ 8 широт, по 4 широты в каждом полушарии начиная с 80° с шагом 20°).

Таблица содержит для каждого месяца среднее значение разностей XX-REAN зональной скорости ветра и экстремумы (минимум и максимум) отдельно для Северного и Южного полушарий,

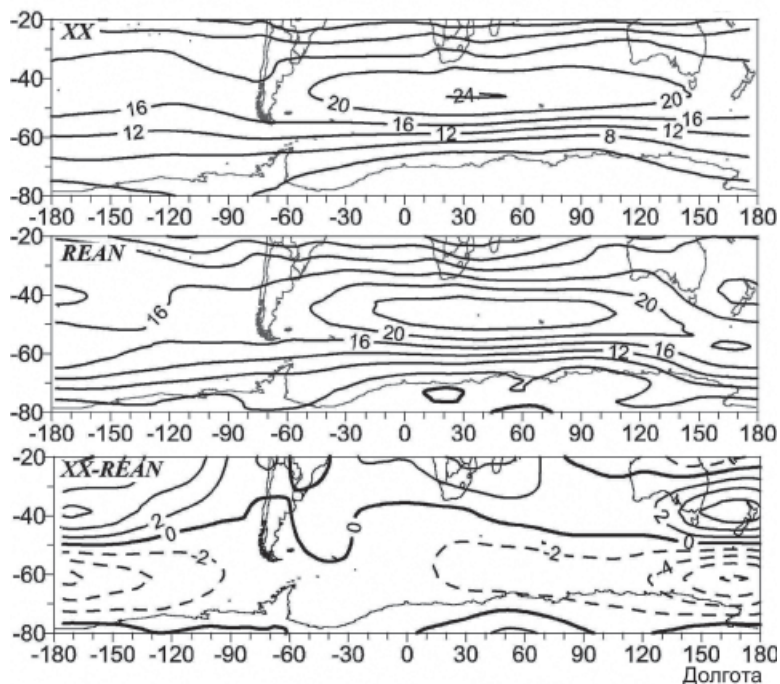


Рис. 6. Распределение среднегодовой зональной скорости ветра над Южным полушарием по данным модели ИВМ РАН в эксперименте XX и реанализов NCEP/NCAR (REAN) за период 1951–2000 гг. и различий XX-REAN. Изолинии для XX и REAN проведены через 4 м/с, для XX-REAN – через 2 м/с

а также по земному шару в целом. Согласно оценкам, приведенным в таблице, и как было видно на рис. 2, для обоих полушарий многолетняя среднемесячная зональная скорость ветра, рассчитанная по данным модели и результатам наблюдений, различается незначительно. Однако в отдельных точках различия между ее оценками, полученными в эксперименте XX и по данным реанализов, очень существенны, причем имеют как отрицательный, так и положительный знак. В Северном полушарии экстремальные значения месячных разностей XX-REAN составляют $-7,9$ м/с в декабре и $+8,7$ м/с в марте. В Южном полушарии оба экстремума несколько больше по величине, они приходится на сентябрь и составляют $-11,2$ м/с и $+10,6$ м/с.

Т а б л и ц а 1

Пространственные статистики полей точечных разностей
 среднемноголетних (за период 1951–2000 гг.) значений
 зональной составляющей скорости геострофического ветра,
 рассчитанных по данным модели ИВМ РАН в эксперименте *XX*
 и реанализов *NCEP/NCAR (REAN)*, *XX-REAN*

Ме- сяц	Северное полушарие			Южное полушарие			Земной шар		
	е	min	max	е	min	max	е	min	max
1	-0,6	-6,2	8,0	-0,2	-7,1	6,4	-0,4	-7,1	8,0
2	-0,4	-5,7	7,4	-0,4	-9,3	8,4	-0,4	-9,3	8,4
3	-0,2	-6,3	8,7	-0,5	-9,1	6,6	-0,3	-9,1	8,7
4	-0,2	-5,6	6,7	-0,3	-7,3	7,2	-0,2	-7,3	7,2
5	-0,5	-4,8	4,7	0,1	-6,8	5,8	-0,2	-6,8	5,8
6	-0,7	-6,6	4,5	1,1	-7,4	7,5	0,2	-7,4	7,5
7	-0,4	-5,9	6,0	1,2	-8,6	9,1	0,4	-8,6	9,1
8	-0,3	-6,7	6,4	1,0	-10,5	8,2	0,3	-10,5	8,2
9	-0,2	-7,3	5,5	1,0	-11,2	10,6	0,4	-11,2	10,6
10	-0,2	-4,8	6,8	0,9	-11,1	9,8	0,3	-11,1	9,8
11	-0,1	-6,0	8,5	0,8	-7,3	8,3	0,3	-7,3	8,5
12	-0,3	-7,9	8,4	0,1	-5,3	7,3	-0,1	-7,9	8,4
Год	-0,3	-5,1	4,8	0,4	-8,3	7,2	0,0	-8,3	7,2

П р и м е ч а н и е : *е* – среднее, *min* – минимум, *max* – максимум

Сравнение результатов экспериментов *C2* и *C0*

В этом разделе представлены результаты расчетов зональной составляющей скорости геострофического ветра и ее климатических характеристик по массивам глобальных полей геопотенциала *H500*, полученным в экспериментах *C0* и *C2*. Напомним, что в эксперименте *C2* рост содержания CO_2 задавался со скоростью 1% в год по отношению к уровню 1871 г. до удвоения (в течение 70 лет) плюс 150 лет расчета с удвоенным содержанием углекислого газа. В эксперименте *C0* (контрольном) в течение всего 330-летнего периода содержание CO_2 (и других газов) оставалось неизменным – на уровне 1871 г. По данным экспериментов *C0* и

$C2$ за 150-летний период (71–220-й годы расчета), были рассчитаны среднеемноголетние среднемесячные и среднегодовые поля зональной скорости геострофического ветра и получены соответствующие поля их разностей. Пространственные статистики полей разностей $C2-C0$ приводятся в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Пространственные статистики полей точечных разностей среднеемноголетних (за 150 лет) значений зональной скорости геострофического ветра, рассчитанных по данным модели ИВМ РАН в экспериментах $C2$ и $C0$ ($C2-C0$)

Ме- сяц	Северное полушарие			Южное полушарие			Земной шар		
	е	min	max	е	min	max	е	min	max
1	-0,15	-2,7	4,0	0,21	-2,5	3,5	0,03	-2,7	4,0
2	-0,11	-2,4	3,0	0,23	-2,9	3,6	0,06	-2,9	3,6
3	-0,13	-2,4	1,7	0,15	-2,7	3,5	0,01	-2,7	3,5
4	-0,07	-2,9	2,3	0,15	-2,8	3,5	0,04	-2,9	3,5
5	-0,06	-2,5	2,7	0,08	-2,9	2,7	0,01	-2,9	2,7
6	0,01	-3,3	3,5	0,14	-2,9	2,6	0,07	-3,3	3,5
7	-0,11	-2,9	2,4	0,15	-3,9	3,6	0,02	-3,9	3,6
8	-0,22	-2,3	2,0	0,14	-3,2	2,8	-0,04	-3,2	2,8
9	-0,21	-2,4	2,3	0,16	-2,0	2,1	-0,03	-2,4	2,3
10	-0,14	-2,5	3,0	0,19	-1,9	2,4	0,02	-2,5	3,0
11	-0,13	-2,1	3,2	0,17	-1,9	1,9	0,02	-2,1	3,2
12	-0,19	-2,9	4,1	0,14	-1,7	2,4	-0,02	-2,9	4,1
Год	-0,13	-1,3	1,7	0,16	-1,5	2,1	0,02	-1,5	2,1

П р и м е ч а н и е : *е* – среднее, *min* – минимум, *max* – максимум

Результаты пространственного осреднения многолетних среднемесячных полей U для Северного и Южного полушарий, а также для земного шара в целом представлены на рис. 7. Видно, что при увеличении содержания углекислого газа зональная скорость геострофического ветра на уровне изобарической поверхности 500 гПа в среднем для земного шара остается неизменной (для Северного полушария она в среднем за год на 0,13 м/с уменьшается, для Южного – на 0,16 м/с возрастает).

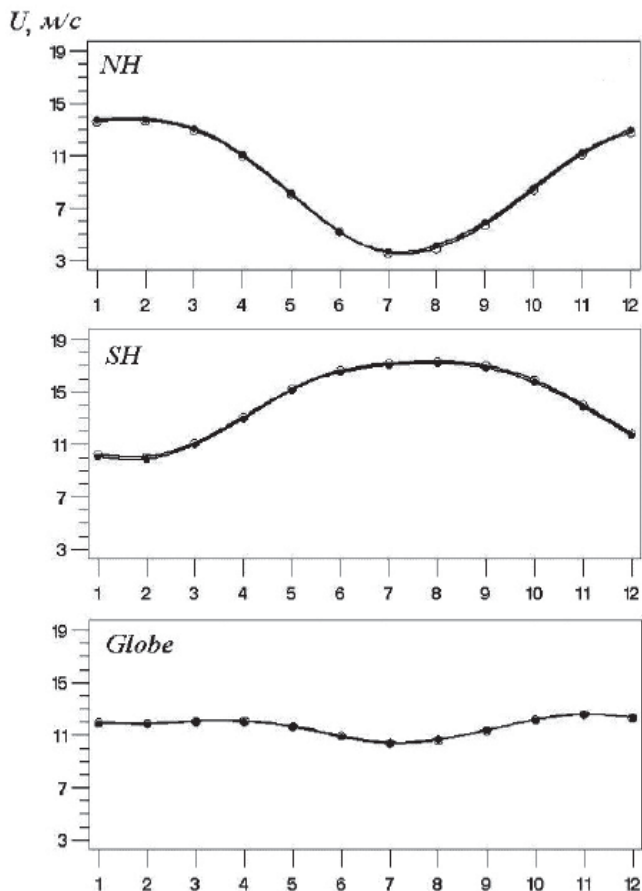


Рис. 7. Сезонный ход зональной скорости ветра U для Северного (NH) и Южного (SH) полушарий, а также земного шара в целом (Globe) по данным модели ИВМ РАН в экспериментах C0 (●—●) и C2 (○—○)

Среднегодовое поле среднегодовой зональной скорости ветра, рассчитанные по данным экспериментов C2 и C0, по структуре не отличаются друг от друга. Но из карт их разностей видно, что в эксперименте C2 в умеренных широтах обоих полушарий

происходит усиление зональной скорости ветра по сравнению с экспериментом $C0$. В Северном полушарии (рис. 8) наибольшие разности $C2-C0$ отмечаются вблизи Великобритании и составляют до 1,5 м/с. В Южном полушарии (рис.9) более сильные ветры для эксперимента $C2$ наблюдаются во всем широтном поясе $45-55^\circ$, при этом разности в южной части Тихого океана между Новой Зеландией и Антарктидой достигают 2 м/с.

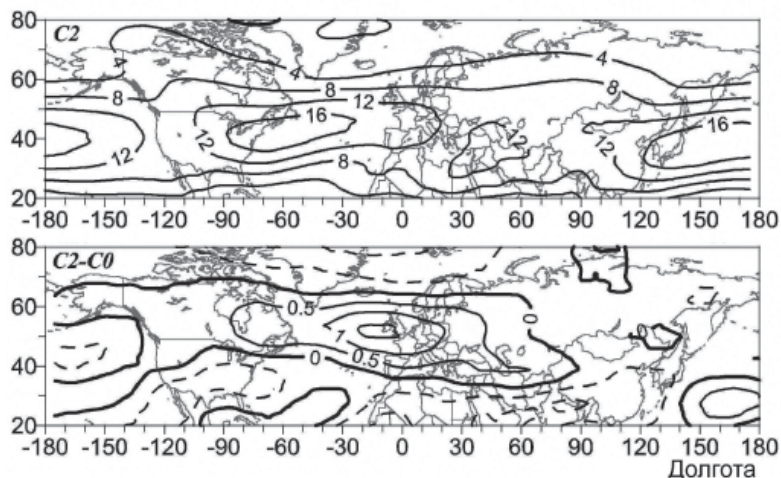


Рис. 8. Среднегодовые значения зональной скорости ветра для Северного полушария, полученные по данным модели ИВМ РАН в эксперименте $C2$ за 71–220-й годы расчета ($C2$) и их отклонения от осредненных за тот же период данных эксперимента $C0$ ($C2-C0$). Изолинии для $C2$ проведены через 4 м/с, для $C2-C0$ – через 0,5 м/с.

Широтный ход среднегодовой зональной скорости ветра по результатам экспериментов $C2$ и $C0$ показан на рис. 10. Видно, что зональные профили среднемноголетних значений U по обоим экспериментам различаются мало. Тем не менее полученные оценки показывают, что происходит некоторое зональное перераспределение скорости западного переноса: она уменьшается в тропиках и полярных районах и увеличивается в умеренных широтах. Наиболее существенным является усиление зональной скорости ветра в умеренных ($40-50^\circ$) широтах Южного полушария – средnezональная среднегодовая скорость западного переноса возрастает здесь при увеличении концентрации углекислого газа на 1,4 м/с.

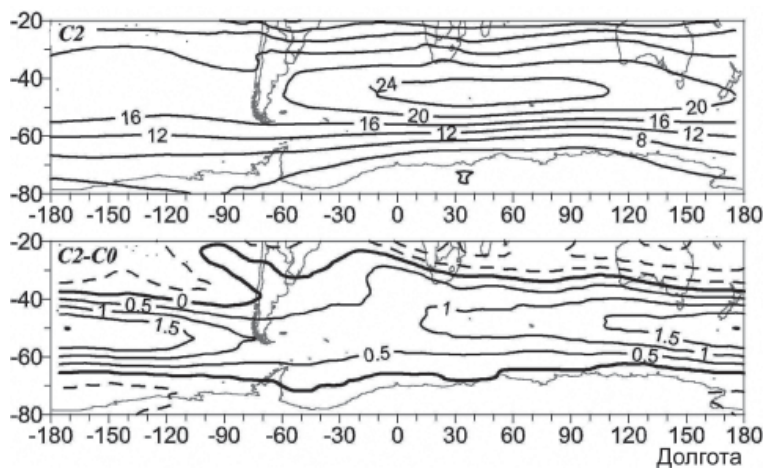


Рис. 9. Среднегодовые значения зональной скорости ветра для Южного полушария, полученные по данным модели ИВМ РАН в эксперименте C2 за 71–220-й годы расчета (C2) и их отклонения от осредненных за тот же период данных эксперимента C0 (C2–C0). Изолинии для C2 проведены через 4 м/с, для C2–C0 – через 0,5 м/с

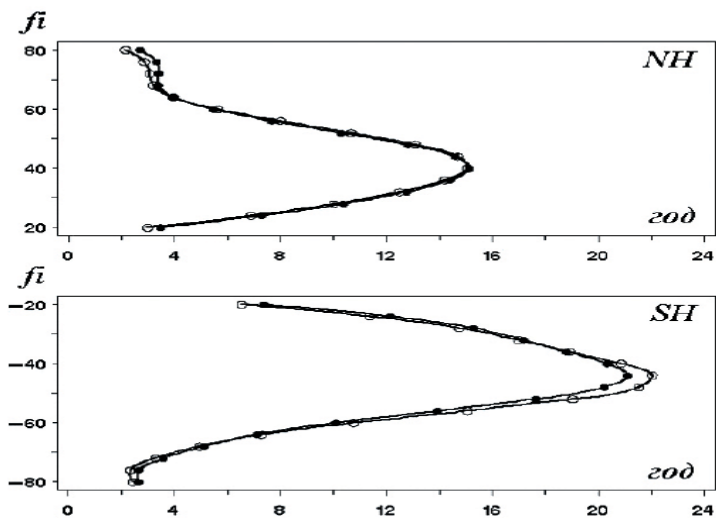


Рис. 10. Среднезональные значения среднегодовой зональной скорости ветра в Северном (NH) и Южном (SH) полушариях по данным модели ИВМ РАН в экспериментах C0 (●—●) и C2 (○—○)

Похожий результат получен авторами совместной модели ИВМ РАН в эксперименте [1]. В этом исследовании для уровня изобарической поверхности 500 гПа усиление зональной скорости в умеренных широтах Южного полушария при увеличении содержания углекислого газа составило около 0,7 м/с. Более существенный отклик модели обнаружен авторами в стратосфере, где усиление западного ветра достигает 2,5 м/с.

Заключение

Сопоставление характеристик полей зональной составляющей скорости геострофического ветра на уровне изобарической поверхности 500 гПа, рассчитанных по данным совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН в эксперименте по моделированию климата XX века и данным реанализов *NCEP/NCAR* (1951–2000 гг.), показало, что межгодовые изменения зональной циркуляции в средней тропосфере моделью не воспроизводятся (корреляция временных рядов средней зональной скорости ветра отсутствует), но достаточно успешно воспроизводятся основные особенности ее многолетнего режима. Оценки соответствия климатических характеристик оказались лучше для Северного полушария, чем Южного. Если в Северном полушарии широтный ход и сезонные изменения среднезональной скорости ветра, полученные по данным модели и реанализов, хорошо соответствуют друг другу, то в Южном полушарии по результатам моделирования во все месяцы зона максимальных скоростей расположена севернее, чем по данным наблюдений. В результате к северу от 50° в течение всего года среднезональная скорость ветра в модели завышена, а к югу – занижена. Эти расхождения прослеживаются и в поле разностей *XX-REAN* среднегодовой скорости ветра для Южного полушария. Следует отметить, что при небольшом (менее 0,5 м/с) различии средней для земного шара среднемесячной зональной скорости ветра встречаются весьма существенные локальные различия (от -11 до +11 м/с). Межгодовая изменчивость скорости зонального ветра в модели, согласно полученным оценкам, для обоих полушарий в среднем несколько занижена.

С целью получения оценок влияния содержания углекислого газа на режим циркуляции в средней тропосфере сопоставлялись данные модели ИВМ РАН в эксперименте с удвоением CO_2 в атмосфере (по отношению к его концентрации в 1871 г.) и контрольным (с постоянным доиндустриальным уровнем концентрации парниковых газов). Сравни-

вались полученные по 150-летним рядам данных геопотенциала H500 этих экспериментов пространственные характеристики многолетних (среднемесячных и среднегодовых) полей зональной составляющей скорости геострофического ветра U . Согласно полученным оценкам, увеличение содержания углекислого газа в атмосфере не приводит к изменению средней для полушарий зональной скорости геострофического ветра в средней тропосфере, а также к существенным изменениям в структуре поля U . Происходит лишь ее некоторое зональное перераспределение: средняя зональная скорость ветра уменьшается в тропиках и полярных районах и увеличивается в умеренных широтах. Наиболее существенным является усиление скорости западного переноса в умеренных широтах Южного полушария: среднезональная среднегодовая скорость в Тихом океане возрастает на 2,0 м/с. Его можно рассматривать как отклик зональной циркуляции в модели ИВМ РАН на увеличение концентрации углекислого газа.

Приходится констатировать, что различия в режиме среднезональной циркуляции, полученные при оценке воспроизведения моделью ИВМ РАН климата второй половины XX века, по величине больше отклика модели на увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере. Поэтому представляется интересным выполнить аналогичные расчеты характеристик зональной циркуляции по данным других моделей и провести их сопоставление.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект 03-05-64379.

Список литературы

1. Володин Е.М., Дианский Н.А. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39, № 2. – С. 193–210.
2. Володин Е.М., Дианский Н.А. Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2006. – Т. 42, № 3. – С. 1–16.
3. Груза Г.В. Интегральные характеристики общей циркуляции атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 124 с.
4. Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 6. – С. 824–840.
5. Kalnay E. and et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // BAMS. – 1996. – Vol. 77. – P. 437 – 471.

ОЦЕНКИ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ МОДЕЛЬЮ ИВМ РАН ХАРАКТЕРИСТИК ЦИРКУЛЯЦИИ В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ

Целью исследования является сравнительный анализ показателей повторяемости и продолжительности эпизодов блокирования в умеренных широтах средней тропосферы по данным наблюдений и моделирования.

Исходные данные

В России серьезные результаты по развитию теории и моделированию климата получены в Институте вычислительной математики РАН, где разработана совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана (модель ИВМ РАН) [4]. Модель представлена на Интернет-портале Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) – *IPCC Model Output* (<http://esg.llnl.gov:8443>), который создан в рамках Международной программы анализа результатов климатического моделирования для 4-го Научного отчета МГЭИК (*PCMDI: The Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*). Программа *PCMDI* предназначена для выявления недостатков современных моделей и разработки унифицированного диагностического аппарата для оценки их адекватности (успешности). Одновременно она обеспечивает исключительные возможности для архивации результатов моделирования и делает их доступными для научного сообщества, работающего в области моделирования климата.

Используемые в настоящей работе модельные данные ИВМ РАН были любезно предоставлены непосредственно авторами модели. Они содержат результаты неравновесного эксперимента «Климат XX века», который воспроизводит климатические условия 1871–2000 гг., – изменение факторов в нем задано в соответствии с их реальными значениями. В качестве данных наблюдений использовались реанализы *NCEP/NCAR* [5,6].

Для проведения расчетов были сформированы два массива глобальных полей ежедневных значений геопотенциала *H500* за период 1950–2000 гг.:

– *REAN*: данные реанализов *NCEP/NCAR*, сетка $2,5 \times 2,5^\circ$;

– XX: данные модели ИВМ РАН в сетке $4 \times 5^\circ$, интерполированные в узлы сетки реанализа $2,5 \times 2,5^\circ$.

Поля геопотенциала $H500$

Для сопоставления данных реанализов и модели для каждого месяца рассчитаны многолетние статистики полей геопотенциала $H500$: средние значения E («нормы») и среднеквадратические отклонения σ («сигмы») – и выполнено их пространственное обобщение. Полученные оценки показывают, что сезонный ход геопотенциала $H500$ (рис. 1) и его многолетней изменчивости

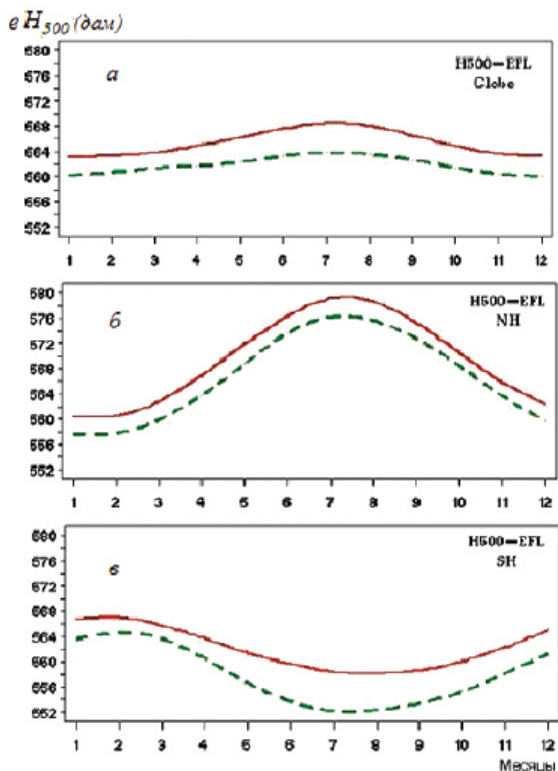


Рис.1. Сезонный ход геопотенциала $H500$ для земного шара (а), Северного (б) и Южного (в) полушарий по данным реанализов NCEP/NCAR (сплошная линия) и модели ИВМ РАН, эксперимент XX (пунктирная линия), 1951–2000 гг.

(рис. 2) в целом для земного шара и отдельно для Северного и Южного полушарий моделью ИВМ РАН воспроизводится хорошо.

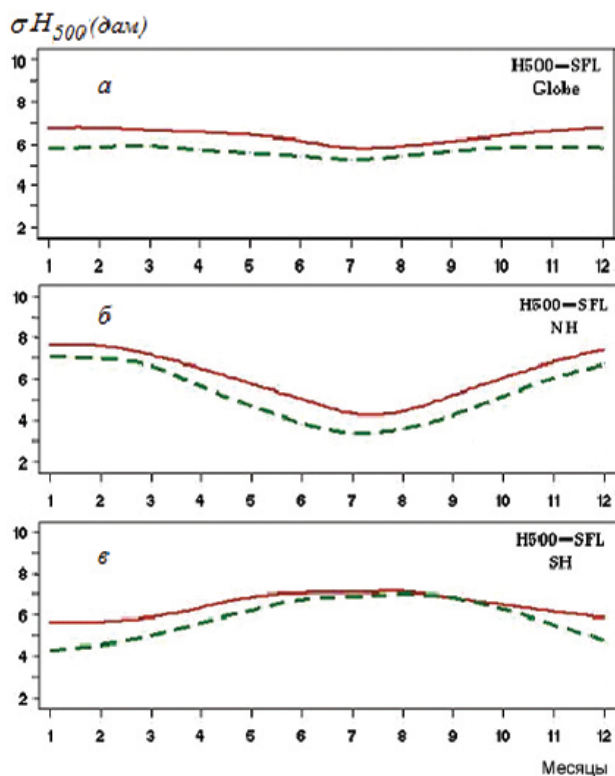


Рис. 2. Сезонный ход зонально-осредненного среднеквадратического отклонения геопотенциала H_{500} по данным реанализов NCEP/NCAR и модели ИВМ РАН (эксперимент XX). Обозначения см. на рис. 1

Однако в обеих статистиках явно присутствует смещение, которое свидетельствует о некотором занижении в модели как среднего уровня геопотенциала H_{500} , так и его изменчивости. Смещение средних многолетних значений геопотенциала H_{500} для земного шара в целом составляет от 2,5 дам в марте до 4,6 дам в июле, когда отмечается его наибольшее значение для Южного полушария (6,2 дам). Смещение среднеквадратических отклонений

в обоих полушариях несколько больше летом, чем зимой, но во все месяцы в целом для земного шара меньше 1 дам.

На рис. 3 сравниваются зональные профили геопотенциала $H500$ и его среднеквадратического отклонения для января и июля. Очевидно, модель ИВМ РАН достаточно адекватно воспроизводит широтный ход статистик $H500$, притом что различия в оценках, полученных по данным реанализов и модели, имеют как положительные, так и отрицательные знаки. Среднеширотные «нормы» геопотенциала $H500$ в модели завышены в северных полярных широтах в течение всего года (максимум различий приходится на июнь и составляет более 9 дам), а в южных полярных широтах – в январе–апреле (более чем на 7 дам). Существенно занижены среднеширотные «нормы» по модельным данным в умеренных широтах Южного полушария с июля по ноябрь (до 13 дам). Обнаруживаются широты, где в отдельные сезоны

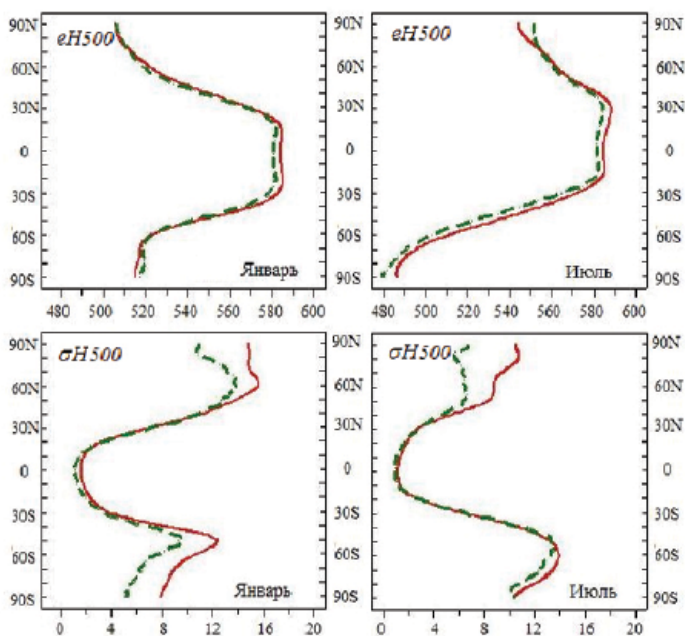


Рис. 3. Широтный ход геопотенциала $H500$ (вверху) и его среднеквадратических отклонений σ (внизу) по данным реанализов NCEP/NCAR (сплошная кривая) и модели ИВМ РАН, эксперимент XX (пунктирная кривая), 1951–2000 гг.

в среднем несколько больше и многолетняя изменчивость модельных полей геопотенциала $H500$ по сравнению с наблюдаемой. Однако различия зонально-осредненных «сигм» в этих случаях не превышают 1 дам. Более существенным является занижение в модели изменчивости геопотенциала $H500$ в северных полярных широтах в летний период (оно достигает 5 дам, что соответствует занижению почти в 2 раза).

На рис. 4 и 5 в качестве примера показан меридиональный ход средних значений и среднеквадратических отклонений геопотенциала $H500$ на 60° с. ш. и 50° ю. ш. (в зонах активности процессов блокирования Северного и Южного полушарий соответственно). Как видно из рисунков, локализация ложбин и гребней моделью ИВМ РАН воспроизводится хорошо зимой и несколько хуже летом. В характере долготного распределения среднеквадратических отклонений обнаруживается больше несоответствий, чем у среднемноголетних значений.

Дополнительно были проанализированы временные ряды пространственно осредненных месячных статистик полей геопотенциала $H500$. Эти статистики были рассчитаны для 20-градусных

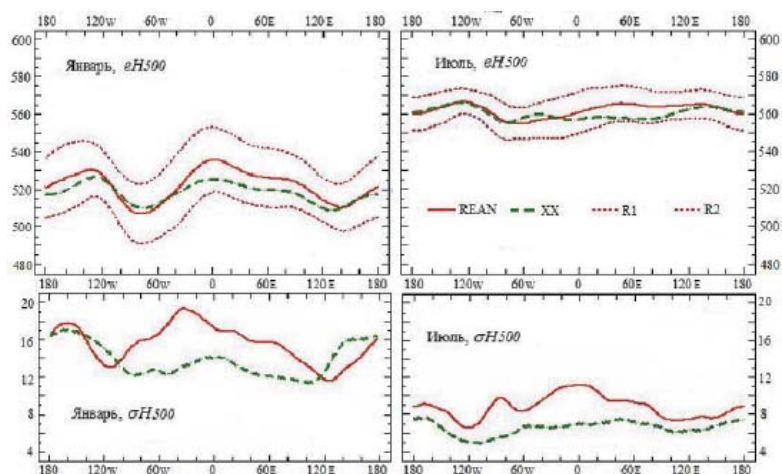


Рис. 4. Меридиональный ход геопотенциала $H500$ и его среднеквадратических отклонений σ на 60° с. ш. по данным реанализов NCEP/NCAR и модели ИВМ РАН (эксперимент XX), 1951–2000 гг. Кривые R1 и R2 определяют диапазон от $\{E(REAN)-\sigma(REAN)\}$ до $\{E(REAN)+\sigma(REAN)\}$.

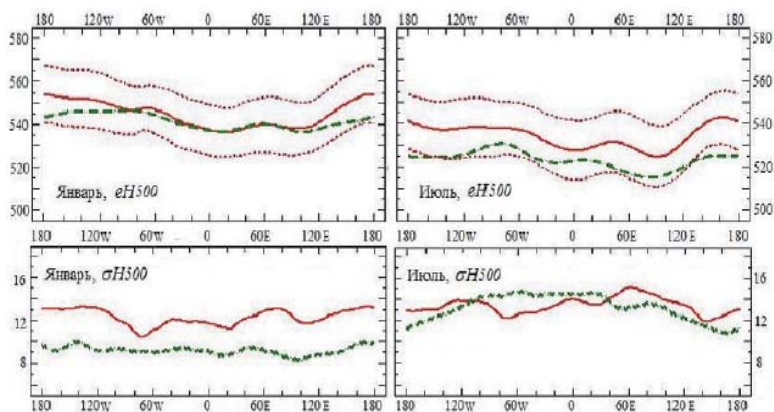


Рис. 5. Меридиональный ход геопотенциала $H500$ и его среднеквадратических отклонений σ на 50° с. ш. по данным реанализов NCEP/NCAR и модели ИВМ РАН (эксперимент XX), 1951–2000 гг.

широтных поясов $40 - 60^\circ$ с. ш. и $30 - 50^\circ$ ю. ш. (зоны умеренных широт обоих полушарий) для каждого месяца рассматриваемого 50-летнего периода. Оказалось, что обнаруженное выше занижение геопотенциала $H500$ в модельных многолетних статистиках (см. рис. 1, 2) является для средних значений систематическим и присутствует на протяжении всего рассматриваемого периода. Временные ряды пространственно-осредненных «сигм» не обнаруживают постоянного смещения, хотя уровень пространственной изменчивости, оцененный по модельным данным, как правило, ниже оцененного по наблюдениям (за исключением зоны умеренных широт Южного полушария в июле, где это соотношение обратное).

Корреляция практически всех рассмотренных пар временных рядов (реанализ – модель) очень слабая, что говорит о низкой воспроизводимости моделью ИВМ РАН хода межгодовых колебаний атмосферной циркуляции. В связи с этим, по-видимому, имеет смысл сравнивать только такие оценки, которые характеризуют многолетний режим циркуляции в среднем. Результаты детального сопоставления полей многолетних средних E и среднеквадратических отклонений σ геопотенциала $H500$, полученных по модельным и наблюдаемым данным, приводятся в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Пространственные статистики локальных разностей DE
 многолетних «норм» и локальных отношений $R\sigma$ многолетних
 «сигм», рассчитанных по ежедневным глобальным полям
 геопотенциала $H500$ в реанализах $NCEP/NCAR$ и в модели ИВМ РАН
 (эксперимент XX), 1951–2000 гг.

Месяц	DE				$R\sigma$		
	e	q	min	max	q	min	max
а) земной шар							
1	2,9	4,1	-6,2	13,0	1,2	0,7	1,9
2	2,6	4,4	-10,3	13,9	1,2	0,7	1,7
3	2,5	4,1	-11,1	12,3	1,2	0,7	1,7
4	3,2	4,1	-6,0	13,9	1,2	0,7	1,6
5	3,9	4,9	-6,4	15,2	1,2	0,8	1,8
6	4,3	5,8	-9,3	17,8	1,2	0,8	2,0
7	4,6	5,9	-7,5	19,0	1,2	0,7	2,2
8	4,5	5,8	-4,4	20,4	1,2	0,7	2,0
9	3,9	5,3	-5,8	20,5	1,1	0,7	1,8
10	3,5	5,0	-7,5	18,6	1,1	0,7	1,6
11	3,2	4,3	-4,5	16,6	1,1	0,8	1,6
12	3,2	4,1	-5,2	14,5	1,2	0,8	1,6
б) Северное полушарие							
1	2,7	4,1	-5,7	13,0	1,1	0,7	1,9
2	2,8	4,2	-6,1	13,0	1,1	0,7	1,7
3	2,8	4,2	-6,9	12,3	1,1	0,7	1,7
4	3,1	4,2	-4,7	12,0	1,2	0,7	1,6
5	3,1	4,2	-6,4	9,7	1,3	0,8	1,8
6	2,6	4,3	-9,3	11,2	1,3	0,8	2,0
7	3,0	4,1	-7,5	10,4	1,3	0,7	2,2
8	3,0	4,0	-4,4	8,7	1,2	0,7	2,0
9	2,5	3,6	-5,8	9,5	1,2	0,7	1,8
10	2,1	3,4	-7,5	11,2	1,2	0,7	1,6
11	2,3	3,4	-4,5	13,2	1,1	0,8	1,6
12	2,6	3,9	-5,2	13,4	1,1	0,8	1,6

Окончание табл. 1

Месяц	<i>DE</i>				<i>Rσ</i>		
	<i>e</i>	<i>q</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>q</i>	<i>min</i>	<i>max</i>
в) Южное полушарие							
1	3,1	4,2	-6,2	12,8	1,3	0,9	1,9
2	2,4	4,5	-10,3	13,9	1,3	0,8	1,7
3	2,1	4,0	-11,1	11,7	1,2	0,8	1,7
4	3,1	4,1	-6,0	13,9	1,2	0,8	1,6
5	4,7	5,5	-1,2	15,2	1,2	0,8	1,7
6	6,0	6,9	-0,7	17,8	1,1	0,8	1,6
7	6,2	7,2	-0,5	19,0	1,1	0,8	1,6
8	5,8	7,1	-2,0	20,4	1,1	0,8	1,6
9	5,2	6,5	-3,3	20,5	1,1	0,7	1,6
10	4,8	6,2	-6,1	18,6	1,1	0,7	1,5
11	4,1	5,1	-4,1	16,6	1,1	0,8	1,6
12	3,7	4,3	-1,4	14,5	1,2	0,8	1,6

Примечание: *e* – среднее, *q* – среднеквадратическое значение, *min* – минимум, *max* – максимум

Сравнивались данные наблюдений (реанализы) и результаты модели ИВМ РАН (эксперимент XX) за период 1951–2000 гг. Для каждого месяца были получены поля точечных разностей 50-летних средних *DE* и точечных отношений 50-летних «сигм» *Rσ*. В табл. 1 приведены результаты пространственного обобщения этих полей: среднее по полю *e*, среднеквадратическое значение *q*, а также экстремумы *min* и *max*. Согласно полученным оценкам, различия между наблюдаемыми и модельными месячными «нормами» геопотенциала *H500* в среднем для Южного полушария составляют 2–6 дам, для Северного полушария – всего 2–3 дам. Однако локальные (в точках поля) различия «норм» в течение всего года гораздо существеннее и притом имеют разные знаки.

В Южном полушарии экстремальные разности «норм» составляют -11,1 дам (март) и +20,5 дам (сентябрь). Для Северного полушария они несколько меньше: -9,3 дам (июнь) и +13,4 дам (декабрь). Изменчивость во времени геопотенциала *H500* (многолетние «сигмы») по модельным данным (в целом для земного шара и обоих полушарий) в течение всего года ниже, чем по данным на-

блюдений (реанализов), но несущественно – среднеквадратическое по полю значение $R\sigma$ для всех месяцев незначительно больше 1. При этом локальные оценки $R\sigma$ изменяются от 0,7 (изменчивость в модели выше) до 2,2 (изменчивость в модели ниже). В январе области завышения изменчивости $H500$ моделью отмечаются в субтропиках Северного полушария, а области занижения – в тропиках и на Североамериканском континенте. В июле моделью сильно занижена изменчивость в полярных районах Северного полушария и в некоторых районах Азии.

Характеристики процессов блокирования

Следует отметить, что до сих пор нет четкой общепринятой методики ни обнаружения блокирующих антициклонов, ни их индексации. Использование разных подходов приводит к значительным расхождениям в выводах относительно распределения блокирующих процессов в пространстве и во времени и их статистических свойств.

В настоящем исследовании используется методология, разработанная Г.В. Груза и Л.В. Коровкиной [1,2]. Алгоритм идентификации эпизода блокирования построен на предположении о длительном существовании мощного антициклона или гребня как главном и необходимом признаке блокирующей ситуации. Анализируются временные ряды отклонений геопотенциала $H500$ в узлах регулярной сетки от их среднеширотных значений. Эпизоды блокирования в точке определяются как крупные (более одного стандартного отклонения) положительные отклонения геопотенциала $H500$ от его среднеширотного значения, сохраняющиеся 7 дней и более (допускается 2-дневный перерыв). Для каждого случая блокирования в точке определяются индивидуальные характеристики, основными из которых являются продолжительность и интенсивность (суммарная для блока величина превышения принятого уровня). Затем по индивидуальным характеристикам блокирования для каждого календарного сезона, расширенного в обе стороны на 15 дней, рассчитываются интегральные характеристики – сезонные индексы блокирования: число эпизодов блокирования N_{bl} , суммарные за сезон продолжительность TD и интенсивность TM эпизодов блокирования.

Для сравнения характеристик блокирования по данным реанализов и результатам модели ИВМ РАН (эксперимент XX) оба

массива ежедневных значений геопотенциала $H500$ (1950–2000 гг.) подвергались обработке по единой методике, которая предусматривала:

- расчет временных рядов характеристик блокирующих процессов (число эпизодов блокирования за сезон, их суммарная продолжительность и интенсивность) в зоне умеренных широт обоих полушарий: в Северном полушарии выбран широтный пояс $50\text{--}60^\circ$, в Южном – пояс $40\text{--}50^\circ$;
- получение многолетних статистик рассчитанных показателей блокирования: их эмпирических распределений и низкочастотных свойств (линейных трендов).

Сравнение двух комплектов полученных статистик должно ответить на вопрос о степени воспроизведения моделью свойств эпизодов блокирования (повторяемости, интенсивности, длительности).

Расчеты выполнены для двух сезонов – зимы и лета. Долготное распределение рассчитанных среднемноголетних значений сезонных индексов блокирования N_{bl} и TD показано на рис. 6 для Северного полушария (широта 60°) и на рис. 7 для Южного (широта 50°). Ранее нами было установлено, что в Северном полушарии на широте 60° , по данным наблюдений, выделяются два сектора активного блокирования: европейский и североамериканский [3].

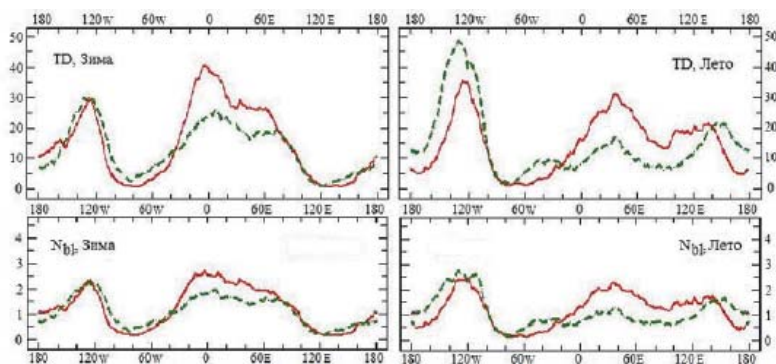


Рис. 6. Меридиональный ход характеристик эпизодов блокирования (суммарная за сезон продолжительность TD и суммарное число эпизодов N_{bl}) на 60° с. ш. по данным реанализов NCEP/NCAR и модели ИВМ РАН (эксперимент XX), 1951–2000 гг.: — REAN; --- XX

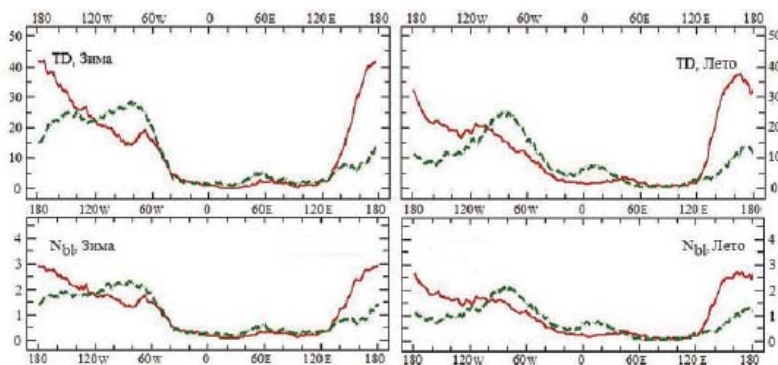


Рис. 7. Меридиональный ход характеристик эпизодов блокирования (суммарная за сезон продолжительность TD и суммарное число эпизодов N_b) на 50° ю. ш. по данным реанализов NCEP/NCAR и модели ИВМ РАН (эксперимент XX), 1951–2000 гг.: — REAN; --- XX

В первом из них наибольшая продолжительность блокирования отмечается зимой. От зимы к лету область активного блокирования ослабевает и смещается в восточном направлении, достигая центральных районов Европейской территории России. Второй, североамериканский сектор приходится на западные районы Канады. По сравнению с европейским сектором он характеризуется большей устойчивостью – его смещение на восток от зимы к лету незначительно. При этом наблюдается увеличение суммарной продолжительности блокирования, и летом ее значения достигают максимума, даже несколько превышая суммарную продолжительность блокирования в первом секторе.

Судя по приведенным рисункам, в модели ИВМ РАН хорошо воспроизводится сезонное положение этих двух секторов активного блокирования, однако соотношения в их интенсивности отличаются от результатов, полученных по данным наблюдений. Так, в связи с существенным занижением зимней активности европейского сектора более активным и зимой, и летом в модельных данных оказывается североамериканский сектор блокирования.

В Южном полушарии (широта 50°) по данным наблюдений обнаруживается один обширный сектор активного блокирования с основным максимумом в районе Новой Зеландии и слаб выраженным вторичным максимумом в районе Южной Америки.

По модельным данным, напротив, главную роль играет южноамериканский максимум, в то время как активность новозеландского максимума существенно занижена.

В табл. 2 приведены оценки различий в средних многолетних значениях («нормах») индексов блокирования, рассчитанных по наблюдаемым и модельным данным. Пространственные статис-

Т а б л и ц а 2

Пространственные статистики различий между 50-летними «нормами» индексов блокирования на избранных широтах по данным реанализов *NCEP/NCAR* и модели ИВМ РАН (эксперимент *XX*), 1951–2000 гг.

Оцен- ки	Северное полушарие					Южное полушарие				
	50 °	52,5 °	55 °	57,5 °	60 °	50 °	47,5 °	45 °	42,5 °	40 °
Суммарная продолжительность блокирования TD (дни)										
<i>Зима</i>										
<i>E</i>	5,0	4,7	3,9	2,6	1,8	3,2	2,0	1,1	0,6	1,3
<i>Min</i>	-4,6	-4,9	-6,1	-8,7	-8,2	-10,8	-13,3	-12,6	-11,0	-9,4
<i>Max</i>	22,6	22,5	22,0	18,0	17,8	26,6	23,8	21,8	14,6	17,2
<i>Лето</i>										
<i>E</i>	-0,5	-0,0	0,4	0,5	0,0	2,1	1,0	0,3	-1,0	-1,2
<i>Min</i>	-17,1	-14,8	-23,7	-22,3	-22,4	-14,0	-14,6	-14,4	-12,8	-1,3
<i>Max</i>	18,5	16,2	16,1	15,2	15,9	30,8	26,8	21,4	13,0	8,3
Количество эпизодов блокирования N_{bl}										
<i>Зима</i>										
<i>E</i>	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
<i>Min</i>	-0,4	-0,4	-0,6	-0,8	-0,7	-0,8	-1,1	-1,0	-0,8	-0,7
<i>Max</i>	1,2	1,1	1,2	1,0	0,9	1,7	1,8	1,7	1,3	1,4
<i>Лето</i>										
<i>E</i>	-0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	-0,1	-0,1
<i>Min</i>	-1,2	-1,1	-1,2	-1,0	-1,0	-1,0	-1,1	-1,0	-0,9	-0,8
<i>Max</i>	1,5	1,3	1,1	1,1	1,2	2,0	1,8	1,6	1,1	0,8

Примечание: *E* – среднее, *Min* – минимум, *Max* – максимум.

тики получены обобщением точечных значений вдоль каждого широтного круга в зонах умеренных широт Северного и Южного полушарий. Из таблицы видно, что в отдельных точках значения 50-летних средних

рассматриваемых индексов, рассчитанные по данным наблюдений (реанализов) и модели ИВМ РАН, различаются весьма существенно (притом различия как положительные, так и отрицательные).

В частности, различия в суммарной за сезон продолжительности эпизодов блокирования в Северном полушарии на широте 60° составляют зимой от -8 до $+18$ дней, а летом – от -22 до $+16$ дней. В зимний сезон по модельным данным существенно занижены значения N_{bl} и TD в северной Атлантике и на территории Евразии, а завышены на востоке Берингова моря и на западе Северной Америки. Если сравнить долготное распределение индексов блокирования с приведенным выше распределением геопотенциала $H500$ (см. рис. 3, 4), то хорошо видно, что различия в статистиках характеристик блокирования отражают различия в локализации и интенсивности сезонных ложбин и гребней в средней тропосфере, которые обнаруживаются при сопоставлении данных наблюдений и результатов моделирования.

На рис. 8 приведены временные ряды суммарной продолжительности блокирования (TD) на 60° с. ш. в секторах наиболее активного антициклогенеза.

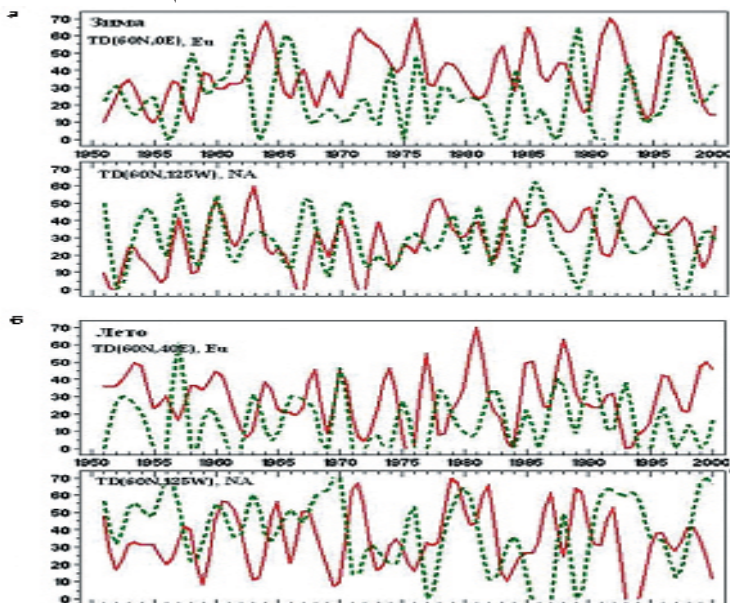


Рис. 8. Временные ряды суммарной за сезон продолжительности блокирования (TD , дни) на 60° с. ш. в европейском (Eu) и североамериканском (NA) секторах активного антициклогенеза: зима – а, лето – б

Как видно из рисунка, соответствия в многолетних изменениях индексов, рассчитанных по наблюдаемым и модельным данным, не наблюдается. Об этом свидетельствуют также полученные для них оценки корреляции, которые для европейского сектора равны $-0,06$ (зима), $-0,07$ (лето), а для североамериканского сектора составляют $+0,10$ (зима), $-0,21$ (лето).

Анализ оценок линейного тренда, полученных для точечных временных рядов индекса TD (суммарная продолжительность блокирования) за период 1951–2000 гг., показал, что в рассматриваемой нами широтной зоне 50° – 60° Северного полушария, по данным наблюдений, и для зимы, и для лета обнаруживаются чередующиеся области положительного и отрицательного трендов. Наиболее существенным в рядах индекса TD является положительный тренд. Зимой положительный тренд отмечается в районах активного антициклогенеза. Вклад тренда в суммарную дисперсию ряда (D) достигает 32% на северо-западе Западной Европы (в районе 50° с. ш., 10° в. д.) и 25% – на западе Северной Америки. В летний сезон вклад положительного тренда в суммарную дисперсию ряда превышает 20% к северу от оз. Байкал. Существенный отрицательный тренд, по данным наблюдений, обнаруживается только зимой: его вклад в суммарную дисперсию ряда составляет до 22% (к югу от Гренландии). В то же время по модельным данным в зоне 50° – 60° с. ш. и зимой, и летом преобладает слабый отрицательный тренд индекса TD , при этом его вклад в суммарную дисперсию ни в одном из районов не достигает 15 %.

В Южном полушарии (зона 40° – 50°) по данным наблюдений наиболее существенным является отрицательный тренд индекса TD , который отмечается на юге Тихого океана, – величина его вклада в полную дисперсию ряда составляет до 22 % зимой и 16 % летом. В результатах моделирования, напротив, обнаруживается только положительный тренд индекса TD – для него в зимний сезон в районе Новой Зеландии $D=25$ %.

Заключение

Согласно полученным оценкам моделью ИВМ РАН достаточно успешно воспроизводятся такие характеристики многолетнего статистического режима циркуляции в средней тропосфере, как волновая структура полей геопотенциала $H500$ и ее сезонные преобразования, но при этом несколько занижены как высота изо-

барической поверхности 500 гПа, так и масштабы ее временной изменчивости. Кроме того, результаты моделирования обнаруживают некоторые отличия от данных наблюдений в интенсивности развития и локализации (в летний период) сезонных ложбин и гребней.

В характеристиках эпизодов блокирования, полученных по модельным данным геопотенциала *H500*, нашли отражения недостатки в моделировании этих полей, а именно: моделью хорошо воспроизводится сезонное положение секторов активного блокирования (европейского и американского), но не их интенсивность, проявляющаяся в продолжительности и повторяемости эпизодов блокирования. Отсутствует соответствие во временных рядах индексов блокирования, полученных по модельным и наблюдаемым данным, в том числе и в оценках линейных трендов.

В целом, качество модели ИВМ РАН оказалось на уровне современных зарубежных моделей, используемых для подготовки 4-го отчета МГЭИК.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект 03-05-64379.

Список литературы

1. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. – 1991. – №8. – С. 11–17.
2. Груза Г.В., Коровкина Л.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. – 1991. – №3. – С. 108–110.
3. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К., Аристова Л.Н. Статистический анализ сезонных индексов блокирования в Северном полушарии // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2003. – Вып.171. – С. 127–150.
4. Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, №6. – С. 824–840.
5. Kalnay E. and et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis project // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1996. – Vol. 77. – P. 437–471.
6. Kistler R. and et al. The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2001. – Vol. 82. – P. 247–267.

ПЛАНЕТАРНАЯ ВЫСОТНАЯ ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА: КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

Высотные фронтальные зоны являются одним из главных объектов общей циркуляции атмосферы. Они характеризуются большими барическими и термическими градиентами, представляя собой зоны концентрации термодинамических соленидов, которые играют значительную роль в развитии крупномасштабной циркуляции атмосферы, в том числе в активизации циклонической деятельности в умеренных широтах [2]. Высотная фронтальная зона, опоясывающая все Северное полушарие, получила название планетарной (ПВФЗ). Ее активное изучение в 50–80-х годах прошлого столетия было связано с необходимостью совершенствования методов долгосрочных прогнозов погоды. Однако с внедрением в практику прогнозирования численных методов интерес к синоптическим объектам, хорошо прослеживаемым по синоптическим картам и картам барической топографии, ослабел. В настоящее время в связи с отмечающимся глобальным потеплением климата широкое распространение получили исследования по моделированию климата. Очевидно, что прежде чем рассматривать результаты моделирования изменений климата, необходимо оценивать способность моделей воспроизводить современный климат, в том числе и циркуляционный режим атмосферы, являющийся одним из компонентов климатической системы. В этой связи представляется интересным иметь оценки воспроизведения моделями не только полей глобальной циркуляции, но и прослеживаемых на них различных синоптических объектов, в том числе и ПВФЗ.

Предварительные расчеты

Одной из основных характеристик ПВФЗ является ее географическое положение. Наиболее распространенный способ его определения состоит в аппроксимации осевой линии ПВФЗ характерной изогипсой, сохраняющей в каждом сезоне постоянное значение. Этот способ был реализован в программе, которая описана в работе [3] и после переработки использовалась для проведения настоящего исследования. Представленные в этом разделе результаты связаны с обоснованием методики расчетов и анализом исходных данных.

В работе [3] расчеты положения ПВФЗ осуществлялись по архиву ежедневных значений высоты изобарической поверхности $H500$. Значения осевой изогипсы для каждого дня интерполировались по формуле, учитывающей значения характерных изогипс для каждого сезона по Ю. Б. Храброву. Для решения задачи, поставленной перед настоящим исследованием, нам представлялось излишним проводить расчеты непосредственно по ежедневным данным геопотенциала $H500$ и вполне достаточным использовать его среднемноголетние поля. Чтобы убедиться в этом, нами было рассчитано положение ПВФЗ по среднемесячным значениям $H500$, осредненным за период 1949–1972 гг. (период такой продолжительности был доступен при выполнении работы [3]). При этом нами использовался тот же самый архив геопотенциала $H500$ из фондов ВНИИГМИ-МЦД. В качестве осевых изогипс использовались значения по Ю. Б. Храброву для двухмесячных сезонов и отдельных месяцев. Результаты сопоставления полученных нами оценок с оценками, приведенными в работе [3] для января и июля, показаны на рис. 1. Они свидетельствуют о хорошем соответствии

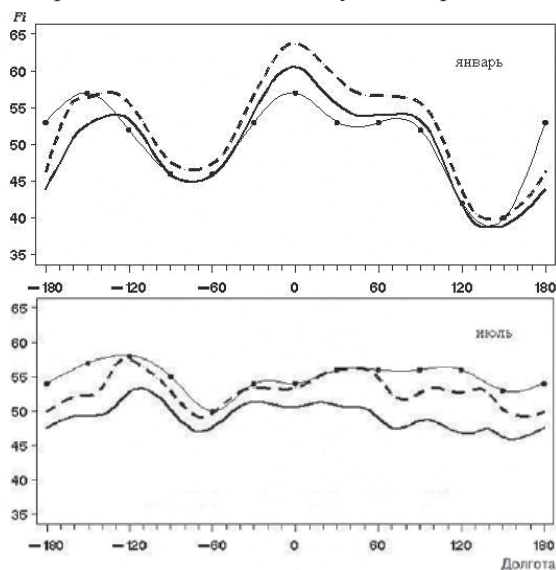


Рис. 1. Положение ПВФЗ по ежедневным данным геопотенциала $H500$ (GG [3]) и по его средним многолетним значениям с использованием характерных изогипс по Ю. Б. Храброву – месячных (XR1) и сезонных (XR2): ●—● GG; — XR1; --- XR2

конфигурации ПВФЗ, полученной по ежедневным и среднегодовым полям геопотенциала *H500*. Однако при использовании суточных данных в географическом положении ПВФЗ полного соответствия либо месячным, либо сезонным значениям характерной изогипсы не наблюдается. Так, в июле на всем полушарии положение ПВФЗ соответствует значению 568 дам из таблицы месячных значений (*XR1*), а в январе в атлантико-европейском секторе оно ближе к положению, определяемому характерной сезонной изогипсой 536 дам (*XR2*).

Следует отметить, что в настоящее время в гидрометеорологических исследованиях широкое применение нашли массивы данных реанализов [8,9], которые от данных оперативных наблюдений отличаются тем, что при их подготовке используется максимально возможное количество информации. Сопоставлению данных реанализов и оперативных аэрологических наблюдений посвящена, в частности, публикация [7]. Оценки, приведенные нами в работе [1], свидетельствуют о хорошем соответствии среднегодовых полей геопотенциала *H500* Северного полушария, полученных по оперативным данным наблюдений и реанализам *NCEP/NCAR* за период 1951–2000 гг. Соответствующие этим полям положения ПВФЗ в январе и июле показаны на рис. 2 и, как видно из рисунка, практически совпадают. Поэтому

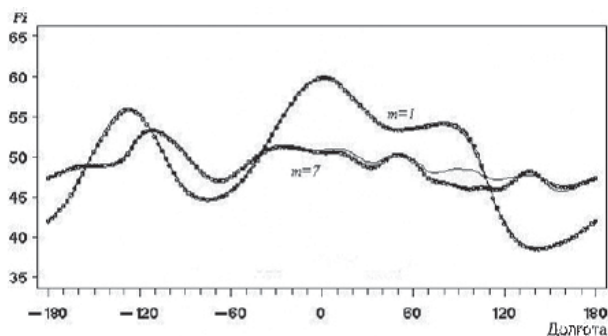


Рис. 2. Положение ПВФЗ по данным оперативных наблюдений (— OBS) и реанализам *NCEP/NCAR* ($\circ-\circ-\circ$ REAN) в январе ($m=1$) и июле ($m=7$)

далее для сопоставления с результатами моделирования мы будем везде использовать данные реанализов, не имеющие пропусков и имеющие более высокое пространственное разрешение.

Как упоминалось выше, существуют несколько опубликованных таблиц со значениями характерных изогипс ПВФЗ, что свиде-

тельствует о присутствии субъективизма при их определении. Для нашего исследования выбор какой-либо из них принципиального значения не имеет. Тем не менее, чтобы как-то определиться, мы воспроизвели годовой ход значений характерных изогипс из нескольких таблиц (рис. 3) и остановились на некотором «среднем»

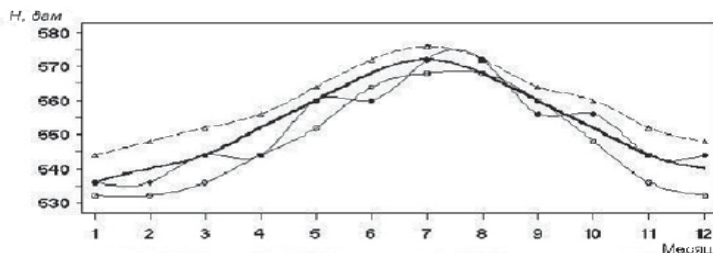


Рис. 3. Характерные изогипсы по Ю. Б. Храброву (XR1 – месячные, XR2 – сезонные) и Д. А. Педю (PED). XR2-int – значения, использованные при проведении расчетов в настоящем исследовании: ○-○-○ XR1; ●-●-● XR2; ▲-▲-▲ PED; — XR2-int

варианте – ему соответствуют значения для синоптических сезонов, предложенные Ю. Б. Храбровым. Сохранив значения для января и июля из этого варианта, мы получили значения для остальных месяцев интерполяцией с учетом двух других таблиц – обозначение нового варианта XR2-int.

Методика расчетов

Для проведения расчетов использовались два массива, содержащие ежедневные данные геопотенциала *H500* за период 1951–2000 гг.:

- реанализы *NCEP/NCAR*, сетка $2,5 \times 2,5^\circ$;
- результаты моделирования, полученные в Институте вычислительной математики ИВМ РАН по совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана [4] в эксперименте «XX век» (прогон с реальной концентрацией углекислого газа за период 1871–2000 гг.), сетка $4 \times 5^\circ$. Эти данные были любезно предоставлены авторами модели для проведения исследований по оценке ее качества.

По двум массивам данных для каждого месяца были получены среднемноголетние поля геопотенциала *H500*, и для них програм-

мно определено географическое положение ПВФЗ в Северном полушарии – значения широт φ , на которых характерная изогипса пересекает каждый из меридианов. Для численного описания ПВФЗ по этим значениям рассчитаны следующие характеристики:

- среднее значение, определяющее среднее широтное положение ПВФЗ на Северном полушарии ($E\varphi$);
- стандартное отклонение ($S\varphi$), характеризующее степень деформации (извилистости) ПВФЗ (в градусах);
- извилистость ПВФЗ по М. Х. Байдалу [2] (L), определяемая как отношение длины ПВФЗ к длине параллели, на которой в среднем она расположена (L является безразмерной величиной).

В целях характеристики различий в географическом положении ПВФЗ, определенном по данным наблюдений и результатам моделирования, для совпадающих меридианов (их число равно 72) были рассчитаны разности широт $d\varphi = \varphi(REAN) - \varphi(XX)$ и получены их статистические оценки: среднее значение Ed , стандартное отклонение Sd , экстремальные (минимальное и максимальное) значения $MINd$ и $MAXd$.

Основные результаты

Оценки характеристик ПВФЗ, полученные по данным наблюдений ($REAN$) и результатам моделирования (XX), для каждого месяца приведены в табл. 1.

Хорошо видно, что в изменениях этих оценок для обоих видов данных прослеживаются достаточно известные особенности годового хода характеристик ПВФЗ. Так, максимум в среднем широтном положении ПВФЗ приходится на конец лета – начало осени. В это время ПВФЗ располагается в среднем по полушарию севернее, чем в другие сезоны (примерно на 5° по данным наблюдений и до 7° по данным модели). Оценки стандартных отклонений $S\varphi$ показывают, что во второй половине лета (июль–август) наблюдается и минимум деформации ПВФЗ. Максимум деформации приходится на зимний сезон (январь). Эта закономерность сезонных изменений проявляется и в оценках извилистости ПВФЗ по М. Х. Байдалу, полученных по данным наблюдений, но в оценках для модельных данных она отсутствует.

При сходстве годового хода оценок $E\varphi$ и $S\varphi$, рассчитанных по реальным и модельным данным, в численных значениях этих характеристик обнаруживаются весьма существенные различия.

Т а б л и ц а 1

Оценки характеристик ПВФЗ Северного полушария
(1951–2000 гг.): данные наблюдений (реанализы *NCEP/NCAR–REAN*)
и модели ИВМ РАН (эксперимент «XX век» – *XX*)

Месяц	Среднее значение $E\varphi$		Стандартное отклонение $S\varphi$		Извилистость L	
	<i>REAN</i>	<i>XX</i>	<i>REAN</i>	<i>XX</i>	<i>REAN</i>	<i>XX</i>
1	49,7	46,8	6,3	4,4	1,05	1,02
2	47,6	44,6	5,8	4,1	1,04	1,02
3	47,7	44,5	5,0	3,1	1,03	1,02
4	47,5	43,8	3,9	2,1	1,03	1,01
5	47,8	43,9	3,7	2,2	1,02	1,01
6	47,2	44,3	3,2	2,5	1,01	1,03
7	48,9	47,0	2,0	2,0	1,01	1,03
8	52,3	50,5	2,0	2,0	1,01	1,02
9	52,7	50,9	2,9	2,1	1,02	1,02
10	52,0	49,8	3,8	2,4	1,02	1,01
11	51,0	48,6	4,6	3,2	1,02	1,02
12	49,4	46,7	5,4	3,9	1,04	1,02

По модельным данным существенно занижены значения $S\varphi$ (за исключением июля–августа) и во все месяцы среднее положение ПВФЗ приходится на более южные широты по сравнению с данными наблюдений. Как видно из табл. 2, наибольшие значения такого смещения (Ed) наблюдаются весной, составляя в мае почти 4° , наименьшие – летом (менее 2°). Локальные различия (для отдельных меридианов) еще больше – они достигают 9° (апрель). При этом на отдельных меридианах ПВФЗ по модельным данным может располагаться севернее (но не более 2°), чем по данным наблюдений ($d\varphi$ в этом случае имеет отрицательный знак).

Визуальный анализ географического положения ПВФЗ для всех месяцев показал, что в зимне-весенний период наблюдается хорошее сходство в конфигурации ПВФЗ, построенных по реальным и модельным данным, тогда как в летне-весенний период оно уменьшается. Это подтверждают оценки корреляции положения (значений широты характерной изогипсы) ПВФЗ, рассчитанного по

Т а б л и ц а 2

Оценки соответствия положений ПВФЗ в Северном полушарии, рассчитанных по данным наблюдений (реанализы *NCEP/NCAR – REAN*) и модели ИВМ РАН (эксперимент «XX век» – *XX*)

Месяц	Оценки статистических параметров $d\varphi = \varphi(REAN) - \varphi(XX)$				Оценки корреляции (<i>REAN, XX</i>)	
	<i>Ed</i>	<i>Sd</i>	<i>MINd</i>	<i>MAXd</i>	Широта ПВФЗ	<i>H500</i> (30–70°)
1	2,9	2,5	-1,2	7,8	0,95	0,96
2	3,0	2,3	-1,2	7,3	0,95	0,96
3	3,2	2,5	-1,6	7,5	0,91	0,96
4	3,7	2,4	0,2	9,2	0,83	0,98
5	3,8	2,4	0,6	8,9	0,78	0,92
6	2,9	2,0	0,5	8,0	0,77	0,85
7	1,8	1,6	-1,1	6,6	0,65	0,44
8	1,8	1,6	-1,0	4,8	0,64	0,23
9	1,8	1,9	-2,2	6,5	0,73	0,70
10	2,2	2,1	-0,8	7,8	0,88	0,90
11	2,4	2,0	-0,2	5,7	0,93	0,99

Примечание: Условные обозначения см. в тексте

данным наблюдений и модельным данным (см. табл. 2). В качестве примера на рис. 4 показано положение ПВФЗ в январе и июле.

Из рис. 4 видно, что в январе модельные данные адекватно отражают реальную структуру длинных волн в средней тропосфере Северного полушария, тогда как в июле число волн по результатам моделирования завышено. Следует отметить, что аналогичная картина наблюдалась нами и при работе с данными модели *HadCM3* [5]. Представляется, что из этого можно сделать вывод о большей сложности моделирования процессов атмосферной циркуляции в летний период. Во всяком случае, из табл. 2 видно, что от зимы к лету оценки корреляции реальных и модельных полей геопотенциала *H500* существенно уменьшаются. Приведенные оценки рассчитаны по осредненным для каждого меридиана значениям *H500* – осреднение проводилось по данным широт зоны 30–70°, где происходит миграция ПВФЗ Северного полушария в течение года. Согласно полученным

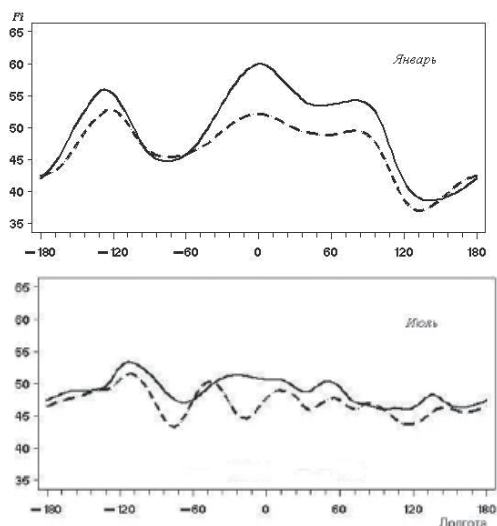


Рис. 4. Положение ПВФЗ по данным наблюдений (реанализы NCEP/NCAR – REAN) и модели ИВМРАН (эксперимент «XX век» – XX), 1951–2000 гг.: — REAN; --- XX

оценкам, по данным наблюдений во все месяцы отмечается высокая корреляция этих зонально-осредненных значений геопотенциала $H500$ и положения (широты характерной изогипсы) ПВФЗ: коэффициенты корреляции составляют 0,85–0,97. По модельным данным оценки такой корреляции в летний период (июль) уменьшаются до 0,36.

Заключение

На основе полученных оценок можно сделать вывод, что моделью ИВМРАН воспроизводятся такие климатические особенности ПВФЗ, как сезонные изменения ее среднего географического положения и величины деформации. Однако численные значения этих характеристик по модельным данным занижены – по результатам моделирования наблюдается более южное расположение и меньшая извилистость ПВФЗ по сравнению с данными наблюдений. Это связано с тем, что в статистиках модельных полей $H500$ присутствуют смещения, свидетельствующие о некотором занижении как среднего уровня, так и изменчивости геопотенциала $H500$ [6]. Что касается конфигурации ПВФЗ, то модельные данные хорошо отражают волновую структуру

полей геопотенциала *H500* в зимне-весенний период, но несколько превышают число длинных волн в летний период.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проект 05-05-65263.

Список литературы

1. Аристова Л.Н., Клещенко Л.К., Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Характеристики эпизодов блокирования в Северном и Южном полушариях // Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 200-летию Казанского университета. Казань, 19–21 октября 2004 г. – Казань, 2004. – С. 265–267.
2. Байдал М.Х., Неушкин А.И., Глуховец Л.М. Глобальные параметры атмосферной циркуляции и их роль в формировании аномальных условий погоды над территорией СССР // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1982. – Вып. 86. – 128 с.
3. Глызь Г.А. Анализ положения планетарной высотной фронтальной зоны // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 1979. – Вып. 58. – С. 105–111.
4. Дианский Н.А., Володин Е.М. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, №6. – С. 824–840.
5. Клещенко Л.К., Аристова Л.Н., Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Сезонные индексы блокирования в Северном полушарии: статистический режим по реальным и модельным данным: Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003г. // Тезисы докладов. – М.: ИГКЭ, 2003. – С. 410.
6. Клещенко Л.К., Ранькова Э.Я. Оценки воспроизведения моделью ИВМ РАН характеристик циркуляции в средней тропосфере // См. наст. Сборник.
7. Рубинштейн К.Г., Стерин А.М. Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными // Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, №3. – С. 301–315.
8. Kalnay E. and et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis project // Bulletin of the American Meteorological Society. – 1996. – Vol. 77. – P. 437–471.
9. Kistler R. and et al. The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2001. – Vol. 82. – P. 247–267.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ГОРИМОСТИ ЛЕСА В РОССИИ В XX И XXI ВЕКАХ

Леса занимают значительную часть территории России и играют заметную роль в поддержании и сохранении биоразнообразия как поглотители углерода и поставщики кислорода, а также как источники биоресурсов.

По данным [2], ежегодно в мире регистрируется около 200 000 пожаров, в которых выгорает 40 млн га леса, что составляет 0,1% всех лесных запасов планеты. По данным работы [7], в мире ежегодно 400 000 пожаров уничтожают 0,5% лесов. Оценки сильно отличаются, т.к. получены по разным методикам.

Столь же противоречивы они и для территории России. По данным [7], в России в последнее время ежегодно возникает около 30 000 лесных пожаров и выгорает по 1 – 2 млн га лесов (0,2% лесного фонда). Однако Г. Н. Коровин и А. С. Исаев [5] оценили площадь ежегодных лесных пожаров в 5 – 6 млн га. В более поздней работе [4] Г. Н. Коровин и Н.В. Зукерт отмечают, что на активно охраняемой территории лесного фонда ежегодно возникают от 12 000 до 36 000 лесных пожаров, охватывающих площадь от 0,5 до 5,2 млн га.

Г. Н. Коровин и А.С. Исаев [5] считают, что в заселенных равнинных районах России до 98% возгораний возникает по вине человека, а в удаленных северных районах в 50% случаев виноваты грозы. Ежегодно около 5% лесных пожаров перерастают в угрожающе крупные, которые охватывают до 92% всех площадей, пройденных огнем.

Судя по [7], площадь выгоревших лесов на территории лесного фонда России в пять раз превышает площадь вырубki лесов, а размеры ежегодного ущерба от лесных пожаров соизмеримы с величиной доходов от лесного хозяйства, а в отдельные годы значительно превышают его. Однако данные статистического справочника по лесным пожарам отличаются от этих оценок [1], но значения часто соизмеримы.

Вопросам влияния изменения климата на лесные пожары посвящен целый ряд исследований [10, 12, 14, 19]. В них показано увеличение числа пожаров на территории США и Канады, связанное с потеплением климата.

В целом по России в 1985 – 2004 гг. как количество лесных пожаров, так и лесная площадь, пройденная пожарами, возрастают [1] (рис. 1).

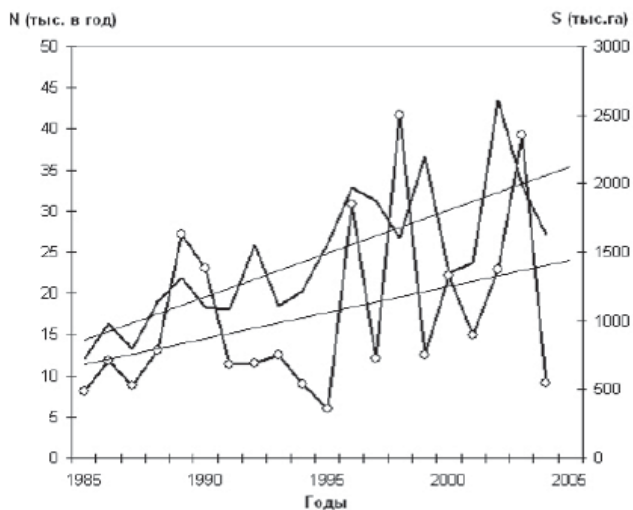


Рис. 1. Количество лесных пожаров (N) и лесная площадь (S), пройденная пожарами в 1985 – 2004 гг.; прямые линии – линейные тренды; по данным работы [1]: — N , —○— S

Способность леса к возгоранию зависит от метеорологических условий. В связи с этим важно провести оценку изменений этих условий в XX в. для территории России исходя из реальных данных метеорологических станций.

1. Потенциальная опасность лесных пожаров и метод оценки ее по метеорологическим данным

Пожароопасная обстановка в лесах возникает при сухой и жаркой погоде и нарастает с увеличением продолжительности периода с такими погодными условиями. При появлении таких пожароопасных условий пожар может возникнуть как по естественной причине, например, из-за разряда молнии, так и по антропогенной причине – неосторожного обращения с огнем. Возникший пожар распространяется тем быстрее, чем суше лесная подстилка, выше температура воздуха, меньше его относительная влажность и больше скорость ветра. Лесная растительность достигает определенной

сухости в теплую половину года при длительных антициклональных условиях погоды.

Для оценки степени пожароопасности леса в зависимости от метеорологических условий используется индекс горимости леса, который вычисляется по формуле, предложенной В. Г. Нестеровым [6, 8]. Индекс горимости G вычисляется для текущих суток календарного года следующим образом:

$$G = \sum_i (T_i \cdot d_i),$$

где T_i – температура ($^{\circ}\text{C}$) воздуха в полдень, а d_i – дефицит точки росы в полдень; суммирование производится по совокупности текущих и всех предшествующих, идущих подряд бездождных суток (т.е. с осадками меньше 2,5 мм/сут). Этот индекс может быть вычислен на основе данных срочных наблюдений, проводимых на метеостанциях сети Росгидромета. Индекс характеризует потенциальную опасность возгорания леса, связанную с метеорологическими условиями.

Для качественных оценок удобно пользоваться не непрерывным спектром значений индекса, а дискретными шкальными значениями – классами горимости. Их определение [8] дано в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Классы горимости

Класс горимости	Диапазон значений индекса горимости, $(^{\circ}\text{C})^2 \text{ сут}$	Горимость (качественная оценка)
I	0 – 300	Отсутствует или малая
II	301 – 1000	Средняя
III	1001– 4000	Высокая
IV	4001 – 10000	Особо опасная
V	> 10000	Чрезвычайная

Гидрометеорологическая обстановка, которой соответствует горимость IV и V классов, включена в список особо опасных явлений. Количество суток N за календарный год или за какой-либо период года (например, сезон), имевших заданный класс индекса горимости леса (или класс индекса горимости которых был не ниже заданного), часто употребляется в климатических обобщениях.

Сравнение N с фактическими данными о лесных пожарах выполнено далее на примере Сибирского федерального округа. На рис.2 показаны многолетние изменения лесной площади, пройденной пожарами [1], и числа дней в году с высокой горимостью по индексу В.Г. Нестерова ($G > 1000$).

Коэффициент корреляции между ними составил 0,53, достоверность коэффициента корреляции выше 95%. Значимая

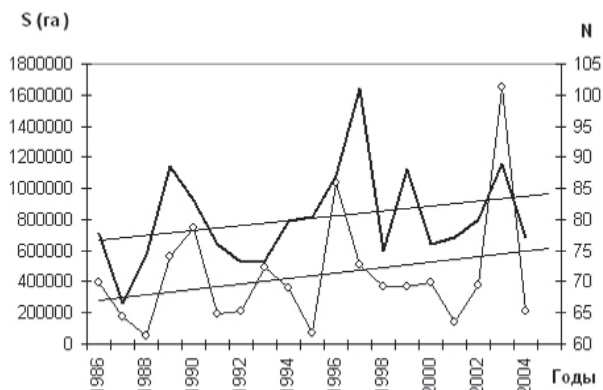


Рис.2. Лесная площадь (S), пройденная пожарами в Сибирском федеральном округе, и число дней (N) в году с высокой потенциальной горимостью леса по индексу В.Г. Нестерова: $\diamond$ — $S(га)$, — N

положительная корреляция подтверждает применимость индекса В.Г. Нестерова на большой территории. Аналогичные расчеты индекса и сопоставления с фактическими данными о пожарах по отдельным более мелким регионам Сибирского федерального округа (Алтайский край, Красноярский край, Читинская область, Иркутская область) показали совпадение только общей тенденции расчетных и фактических данных и несовпадение погодичных значений. Однако это не означает, что индекс В.Г. Нестерова не применим для оценки потенциальной горимости леса по более мелким регионам. Можно назвать две причины, по которым не следует ожидать полного соответствия данных о фактических пожарах и расчетных значений потенциальной опасности лесных пожаров.

Индекс В.Г. Нестерова отражает совокупность благоприятных или неблагоприятных метеорологических условий для пожаров. Соответствующие метеорологические условия являются необхо-

димым, но недостаточным условием для возникновения лесного пожара. Пожар возникает и развивается при наличии еще двух факторов: наличие горючих материалов (леса) и наличие источника огня (возгорания). На возгорание лесных материалов дополнительно влияют породный состав, возраст, санитарное состояние лесных насаждений. Таким образом, лесной пожар – явление многофакторное. Применимость индекса горимости в лесоохранной работе должна оцениваться в каждом регионе отдельно, и выводы могут быть различными, в зависимости от наличия в регионе всех указанных условий и от масштабов пространственного обобщения.

Вторая причина расхождений заключается в различиях методов получения фактических данных о лесных пожарах. По сведениям Министерства природных ресурсов на основе визуальных наблюдений, площадь лесных земель, пройденная огнем, в 2004 г. составила 442 тыс. га. По сведениям Всемирного центра мониторинга пожаров (г. Фрайбург, Германия) на основе спутниковых наблюдений, площадь пожаров на природных территориях России в 2004 г. составила 5 млн 934 тыс. га, или в 13,5 раз больше, чем по визуальным наблюдениям [<http://www.fire.unifreiburg.de/current/globalfire.htm>]. Противоречие неслучайное, и, по мнению [5], реальные масштабы горимости лесов России и размеры наносимого огнем ущерба до настоящего времени не установлены.

Регулярные наблюдения за лесными пожарами ведутся только в зоне активной охраны лесов, охватывающей 2/3 общей площади лесного фонда. В северных районах Сибири и Дальнего Востока, охватывающих 1/3 лесного фонда, учет пожаров практически отсутствует. Заниженные значения, по данным Министерства природных ресурсов, частично связаны с тем, что огромные необжитые районы России остаются без наблюдений, а со спутника оценка идет по всей площади. С другой стороны, спутниковые данные о пожарах могут оказаться завышенными, поскольку не являются абсолютно точными и имеют тенденцию к завышению. В этом методе малые пожары иногда принимают за большие.

Сравнение спутниковых данных о лесных пожарах и расчетных данных индекса В.Г. Нестерова проводилось на примере территории Сибири. На сайте Байкальского регионального информационного компьютерного центра <http://geol.irk.ru/bricc.htm> ежедневно выставляются космоснимки, принимаемые со спутника EOS-AM-1 (TERRA) станцией, расположенной в г. Иркутске. Радиус обзора – 3000 км.

Используются данные прибора MODIS. Более высокое разрешение прибора MODIS спутника TERRA (250 метров на точку), по сравнению с более ранним прибором AVHRR спутника NOAA (1100 метров на точку), позволяет проводить анализ пожарной обстановки. Для цифрового детектирования пожаров используется стандартный алгоритм, разработанный NASA для данных MODIS – MOD14. Описание алгоритма опубликовано [9,11,13].

Алгоритм позволяет выделять участки с лесными пожарами и их географические координаты. Как правило, возникший пожар продолжается со смещением длительное время, меняя свои координаты. За сутки спутник делает три витка, поэтому все продолжающиеся пожары фиксируются трижды. Для получения количественной оценки масштабов лесных пожаров можно пожароопасный сезон года характеризовать числом очагов пожаров (N_f) на фиксированной площади (например, в одноградусном квадрате географической сетки):

$$N_f = (\sum f) / 3 ,$$

где f – зафиксированный спутником очаг пожара на заданной территории; число 3 учитывает трехкратное фиксирование каждого очага за три пролета спутника в сутки. По данным, приведенным на сайте <http://geol.irk.ru/bricc.htm>, вычислялось число пожаров в узлах регулярной географической сетки 1х1 градус в зоне видимости приемной станции Иркутск от 60 до 160° в. д. и в широтной зоне от южных границ России до широты 65°. Суммирование проводилось за сезон май–август, как наиболее опасный в пожарном отношении интервал года.

На рис. 3 показана карта числа пожаров в 2003 году в Сибири по спутниковым данным.

На карте рис.3 видно, что на урбанизированных территориях (юг Сибири и в долинах рек Лена, Алдан, Колыма) число пожаров больше, чем в малонаселенных районах. За те же месяцы (май – август) 2003 г. вычислены ежедневные значения индекса В.Г. Нестерова и подсчитано число дней с высокой потенциальной горимостью леса за пожароопасный сезон. Результаты показаны на рис. 4.

Сопоставление с картой пространственного распределения лесных пожаров по спутниковым данным показывает, что фактические пожары возникают в местах с высокой потенциальной

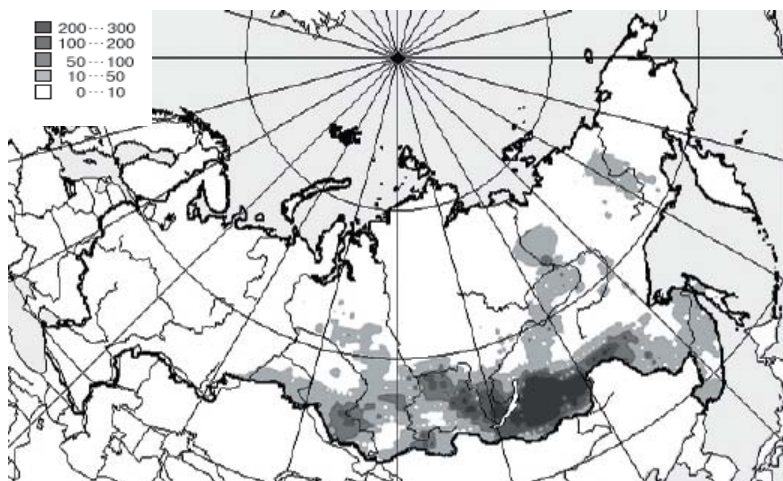


Рис. 3. Число пожаров за май – август в 2003 г. по спутниковым данным по квадратам географической сетки $1 \times 1^\circ$

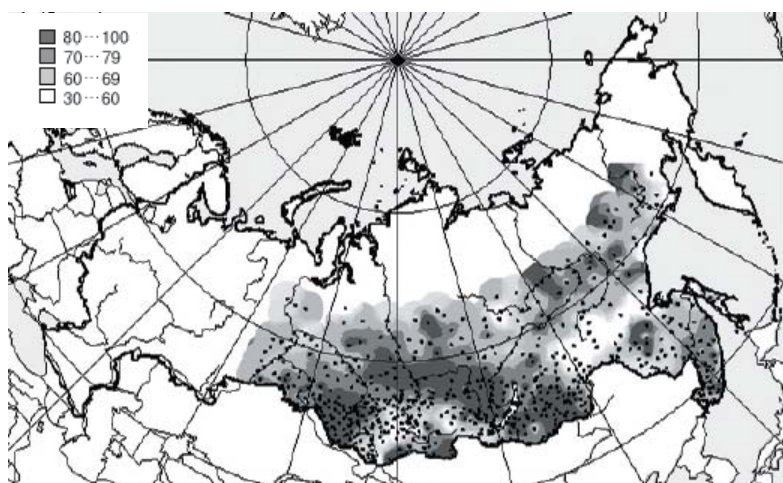


Рис. 4. Число дней за май–август 2003 г. с опасной потенциальной горимостью леса $G > 1000$

опасностью по индексу В.Г. Нестерова, но не всегда высокая потенциальная опасность переходит в пожар. Это согласуется с выводами погодичного анализа пожаров, представленного выше, о том, что индекс описывает одно необходимое условие для возник-

новения лесного пожара, но не учитывает других важных условий – наличия леса и наличия источника огня.

Преимуществом индекса является то, что он позволяет оценить пожароопасность на неохраемой территории, где пожары в лесах остаются незамеченными и нет спутниковых данных о пожарах. Кроме того, мониторинг оценок потенциальной горимости леса по метеорологическим данным позволяет прогнозировать вероятность возникновения лесных пожаров и проводить организационные предупредительные меры.

2. Изменение горимости леса за последние три десятилетия

Долговременное изменение количества суток с заданным классом индекса горимости оценивается по относительному изменению количества суток с заданным классом. За многолетний период времени от года t_0 до года t_1 для значений N строится уравнение линейного тренда $N^*(t)$, и вычисляются сплаженные значения в начале периода $N^*(t_0)$ и в конце периода $N^*(t_1)$. Отношение их разности к значению $N^*(t_0)$, выраженное в процентах, является характеристикой изменения потенциальной горимости леса на отрезке времени $[t_0, t_1]$:

$$\Delta_{\%} N^* = 100[N^*(t_1) - N^*(t_0)] / N^*(t_0).$$

Оценки потенциальной горимости леса были получены по данным срочных наблюдений сети метеостанций Росгидромета за 1971 – 2004 гг. Для каждого года этого периода на каждые сутки на всей территории России по данным 1400 метеостанций вычислялись значения индекса горимости леса для каждой станции. По таблице классов горимости (табл.1) определялся класс горимости леса на каждой станции на каждые сутки и производился подсчет числа суток за сезон и за год с «высокой и больше» горимостью ($G>1000$) и с «особо опасной и больше» горимостью ($G>4000$). В результате этих расчетов по каждой станции был получен ряд погодичных значений числа суток с классами индекса III и IV.

Далее по каждой из 1400 станций за период 1971 – 2004 гг. методом линейной регрессии были получены линейные аппроксимации числа суток в году со значениями, соответствующими горимости «высокой и больше», а также «особо опасной и больше». Изменение горимости лесов за 1971 – 2004 гг. оценивалось как изменение в процентах полученного аппроксимированного значения для

2004 г. к аппроксимированному значению для 1971 г. Такие оценки были получены для весеннего периода (апрель–май), лета (июнь–август) и осеннего периода (сентябрь–октябрь), а также для календарного года в целом. Их результаты представлены на рис. 5–8. На этих рисунках градации изменений 0 % означают отсутствие изменений как по метеорологическим условиям, так и по причине отсутствия леса в тундровой зоне.

В весенний период (рис. 5) на Европейской территории России (ЕТР) за 1971 – 2004 гг. увеличение числа суток с высокой пожароопасностью составляет преимущественно в пределах до 50 %. Большое увеличение (на 25–50 %) на ЕТР наблюдается на широтах 55–65°с.ш. Такие же изменения числа пожароопасных дней весной произошли на юге Сибири (в верховьях Оби, Енисея, в Прибайкалье и Забайкалье) и Дальнего Востока (Приамурье и Камчатка). Но в некоторых из них число пожароопасных дней возросло на 50–75%. Понижилась пожароопасность весной на Южном Урале, на Кольском полуострове и прилегающей территории, а также на широтах 60–65°с.ш. в Сибири и на Дальнем Востоке.

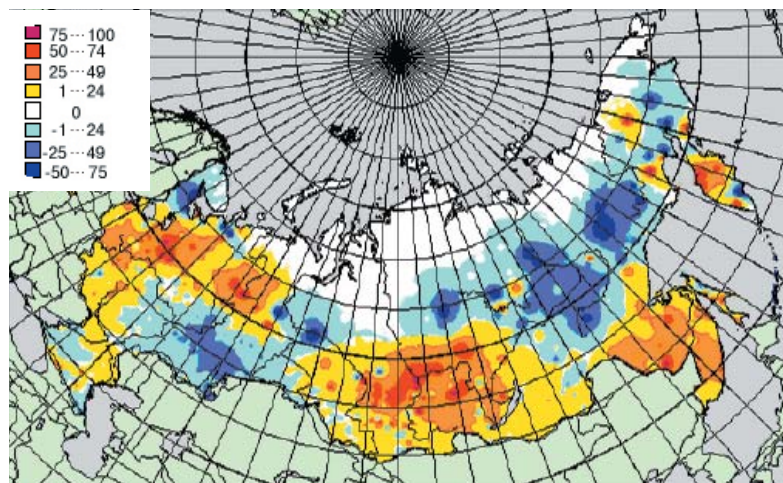


Рис. 5. Увеличение числа суток с высокой горимостью в весенний период (апрель – май) за 1971 – 2004 гг., %

Летом (рис. 6) на ЕТР число пожароопасных дней за 1971 – 2004 гг. увеличилось на 1–24 % в низких и средних широтах, а в высоких понизилось на 1–24 %. Относительный рост чис-

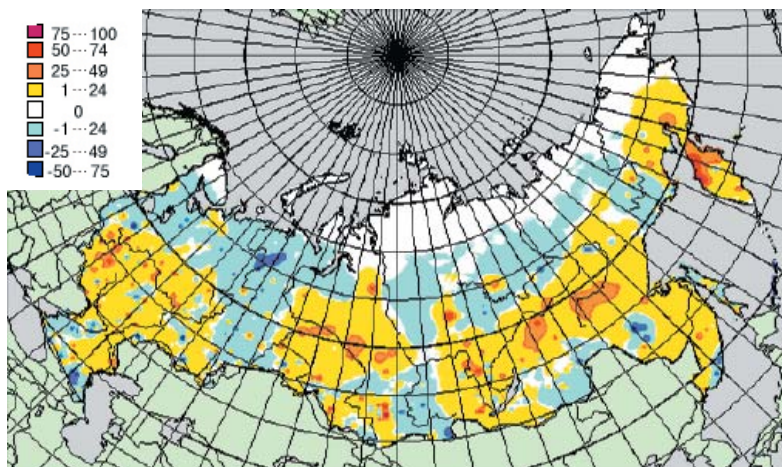


Рис. 6. Увеличение числа суток с высокой горимостью в летний период (июнь – август) за 1971 – 2004 гг., %

ла суток с высокой горимостью на 1–24 % наблюдается в Сибири между Обью и Енисеем южнее 65° с.ш. и в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке южнее 60–65° с.ш., а в высоких широтах Сибири – понижение на 25 %.

В осенний период (рис. 7) за 1971 – 2004 гг. увеличение на 25–50% числа суток с высокой пожароопасностью произошло

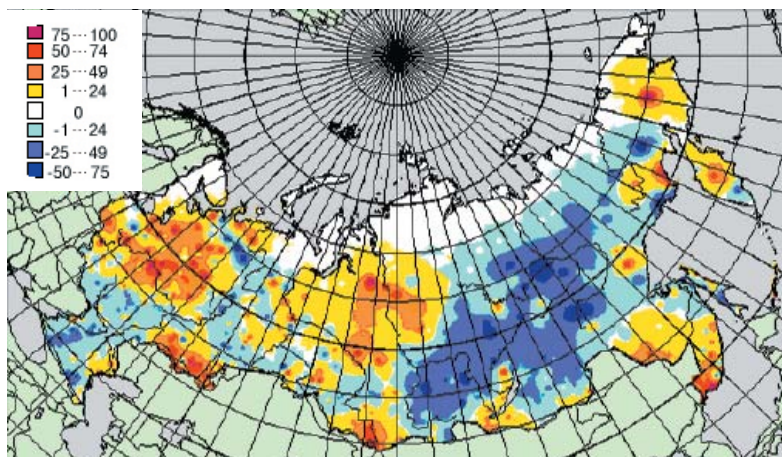


Рис. 7. Увеличение числа суток с высокой горимостью в осенний период (сентябрь–октябрь) за 1971 – 2003 гг., %

в средних и высоких широтах ЕТР, на юге и востоке Западной Сибири, в Приамурье, на Камчатке. Понижение на 25–50% числа суток с высокой пожароопасностью произошло осенью в верховье Енисея и Ангары, в бассейне Лены.

За календарный год (рис. 8) в 1971 – 2004 гг. повышение пожароопасности примерно на 10–19 % произошло на всех широтах ЕТР, за исключением ее северной части, там пожароопасность понизилась на 10–19 %. Повышение пожароопасности на 10–39 % произошло почти везде в южной половине всей азиатской части России. Понижение числа пожароопасных дней на 10–19 % наблюдалось в широтной зоне 62–67°с.ш. на востоке Восточной Сибири и далее на восток до Колымы.

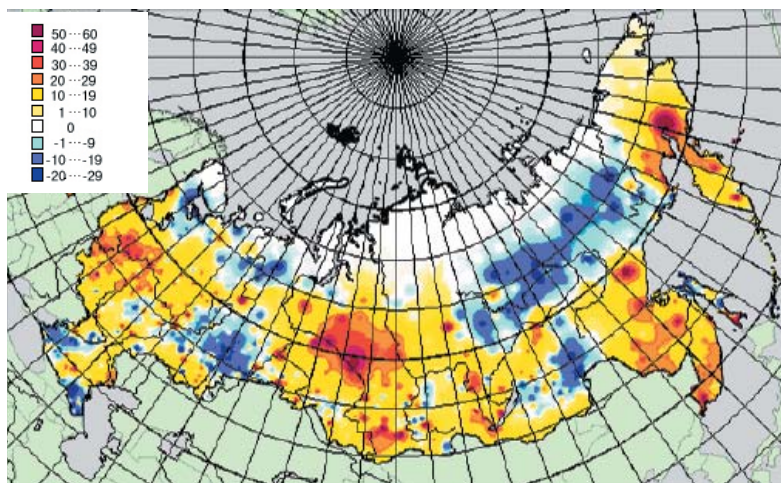


Рис. 8. Увеличение числа суток в календарном году с высокой горимостью за 1971 – 2004 гг., %

3. Тенденции изменения потенциальной горимости леса в первой половине XXI века

Согласно [3], современное потепление климата имеет преимущественно антропогенное происхождение и будет продолжаться в ближайшие десятилетия. Поэтому очень важно получить перспективные оценки пожароопасности леса.

Значения индекса горимости для разных лет и периодов календарного года в будущем вычислялись на основе сценарных

оценок изменения климата в XXI в. на территории России, которые составляют часть информации, полученной для всего мира по регулярной пространственной сетке с помощью климатических моделей. В данном случае использовались результаты расчетов по трем атмосферно-океаническим моделям климата: CGCM2[15], HadCM3 [16] и ECHAM4 [18] по сценарию SRES A2 . Существует около 40 равновероятных сценариев SRES развития общества и связанных с этим эмиссий парниковых газов, но до 2050 г. все сценарии дают весьма близкие оценки накопления парниковых газов. Перспективные оценки, полученные по каждой отдельной климатической модели, содержат не зависимые между собой ошибки. Осреднение данных трех моделей позволяет несколько сгладить эти ошибки. Поэтому для прикладных оценок использовались средние значения климатических характеристик по трем упомянутым моделям. Для вычисления индекса горимости были использованы среднемоделные оценки климата с месячным разрешением по времени.

Для пункта расположения каждой из 1400 метеостанций Росгидромета вычислялся будущий климат на основе пространственной линейной интерполяции по четырем ближайшим узлам географической сетки, для которых есть расчетные данные по моделям. С помощью процедуры линейной интерполяции месячных модельных значений строился годовой ход перспективных оценок среднесуточной температуры. Переход к перспективным оценкам индекса горимости осуществлялся на основе регрессионных соотношений, т.к. прямые вычисления индекса невозможны по перспективным значениям температуры с суточным разрешением.

Регрессии строились по реальным данным метеорологических наблюдений за 1961–2004 гг. с использованием срочных и суточных данных. Для пункта расположения каждой метеостанции за период 1961 – 2004 гг. были вычислены ежедневные значения индекса горимости и затем вычислены коэффициенты линейной регрессии фактического числа дней N в году с «высокой и более» горимостью ($G > 1000$) от годовой суммы положительных среднесуточных значений температуры.

Далее для каждой из 1400 метеостанций годовой ход перспективных оценок среднесуточных значений температуры в каждый год t пересчитывался в число дней с «высокой и более» горимостью $N^*(t)$ с помощью таких коэффициентов. Изменения N^* в какой-либо год t по отношению к значениям базового (b) периода 1961–1990 гг. оценивались в процентах:

$$\Delta_{\%} N^* = 100 [N^*(t) - N_b^*] / N_b^*,$$

где N_b^* – среднее значение за базовый период.

Полученные оценки на будущее показали, что ожидаемое повышение температуры в XXI веке на значительной части территории России может привести к увеличению пожароопасности лесов. На рис. 9 и 10 в картографической форме приведены оценки увеличения (%) числа суток в году с «высокими и больше» ($G > 1000$) значениями индекса горимости по В.Г. Нестерову, соответственно, в 2025 и 2050 гг., по сравнению с нормой 1961–1990 гг.

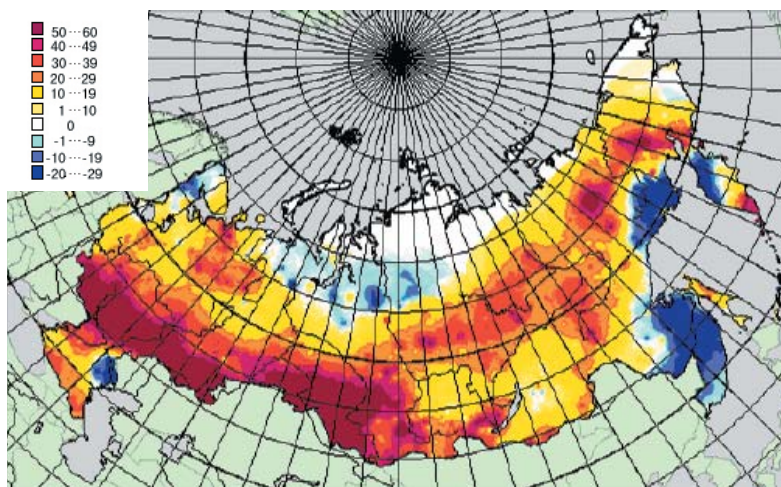


Рис. 9. Увеличение числа суток (%) в году со значениями индекса горимости «высокими и больше» ($G > 1000$) к 2025 г. относительно нормы 1961–1990 гг.

Анализ перспективных оценок показал следующее.

На преобладающей части лесопокрытой территории в первой половине XXI в. ожидается увеличение числа суток в году с потенциальной горимостью леса «высокой и больше» на 20 – 60% на ЕТР, на юге Западной Сибири, в средних широтах Восточной Сибири и Дальнего Востока. На всей упомянутой территории, за исключением южных степных районов, произрастают леса, и, следовательно, следует ожидать увеличения лесных пожаров.

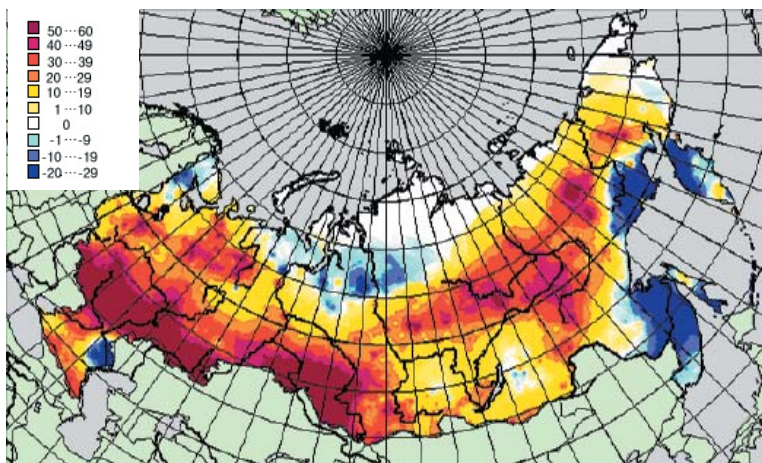


Рис. 10. Увеличение числа суток (%) в году со значениями индекса горимости «высокими и больше» ($G > 1000$) к 2050 г. относительно нормы 1961–1990 гг.

Уменьшение пожароопасных дней ожидается в Приамурье, в районе Магадана и на восточной части Камчатки.

Различия между оценками для 2025 г. и 2050 г. заключаются в том, что к концу первой половины XXI в., по сравнению с первой его четвертью, ожидается расширение площади, на которой на 30–60 % возрастет число суток с опасной горимостью леса. К таким территориям относятся зоны хвойных и лиственных лесов к северу от географической широты 60° до Северного полярного круга на Европейской территории России и в Сибири.

Таким образом, в первой половине XXI века ожидается медленное усиление потенциальной горимости леса в ряде обширных регионов России, имеющих существенные лесопокрытые территории.

Список литературы

1. Думнов А.Д., Максимов Ю.И., Рошупкина Ю.В., Аксенова О.А. Лесные пожары в Российской Федерации (статистический справочник) / Под ред. А.Д. Думнова и Н.Г. Рыбальского. – М.: НИИ-Природа, 2005.
2. Зодонина Н.В., Саньков В.А., Леви К.Г. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Природные катастрофы и организация превентивных мероприятий при чрезвычайных ситуациях. Книга IV. – Иркутск: Иркутский государственный технический университет, 2004. – 85 с.
3. Изменения климата, 2001 г. Обобщенный доклад / Под ред. Р.Т. Уотсона и др. // WMO. – 2003. – 219 с.

4. Коровин Г. Н., Зукерт Н. В. Влияние климатических изменений на лесные пожары в России // http://www.rusrec.ru/kyoto/articles/art_climate_forest.htm.
5. Коровин Г. Н., Исаев А. С. Охрана лесов от пожаров как важнейший элемент национальной безопасности России // Лесной бюллетень. – 1998. – №8, 9 // www.forest.ru.
6. Методические указания по прогнозированию пожарной опасности в лесах по условиям погоды. – М.: Гидрометеиздат, 1975. – 15 с.
7. Потапова Т. Лесные пожары в России // В мире науки. Окружающая среда.– 2003.– №3. // www.sciam.ru/2003/3/sreda1.shtml.
8. Хандожко Л. А. Метеорологическое обеспечение народного хозяйства.– Л.: Гидрометеиздат, 1981.– 231с.
9. Csiszar I., Morisette J. T., Giglio L. Validation of active fire detection from moderate resolution satellite sensors: the MODIS example in Northern Eurasia // IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing.– 2006.– 44. – P. 1757–1764.
10. Flannigan M. D., Van Wagner C. E. Climate change and wildfire in Canada // Can. J. For. Res.– 1991.– 21.– P. 66–72.
11. Giglio L., Descloitres J., Justice C. O., Kaufman Y. An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS // Remote Sensing of Environment.– 2003.– Vol. 87.– P. 273–282.
12. Houghton R. A. Biomass burning from the perspective of the global carbon cycle // Global biomass burning: Atmospheric, climatic, and biospheric implications. The MIT Press, Cambridge University Press, Cambridge, 1991.– 129 p.
13. Justice C. O., Giglio L., Korontzi S., Owens J., Morisette J., Roy D., Descloitres J., Alleaume S., Petitcolin F., Kaufman Y. The MODIS fire products // Remote Sensing of Environment. – 2002. – Vol. 83. – P. 244–262.
14. Kasischke E. S., Christensen N. L., Stocks B. J. Fire, global warming, and the carbon balance of boreal forests // Ecol. – 1995. – Appl. 5. – P. 437–451.
15. McFarlane N. A., Boer G. J., Blanchet J.-P., Lazare M. The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate // J. Climate. – 1992. – Vol. 5. – P. 1013–1044.
16. Pope V. D., Gallani M. L., Rowntree P. R., Stratton R. A. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model – HadAM3 // Climate Dynamics. – 2000. – Vol. 16. – P. 123–146.
17. Price C., Rind D. The impact of a $2 \times \text{CO}_2$ climate on lightning-caused fires // J. Climate. – 1994. – Vol. 7. – P. 1484–1494.
18. Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate Max-Planck Institute for Meteorology, Report N 218, 1996, Hamburg, Germany.– 90 p.
19. Torn M. S., Fried J. S. Predicting the impact of global warming on wildland fire // Climatic Change. – 1992.– Vol. 21 – P. 257–274.
20. Wotton B. M., Flannigan M. D. Length of the fire season in a changing climate // Forestry Chronicle. – 1993. – Vol. 69. – P. 87–192.

ОЦЕНКИ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ КОМФОРТНОСТИ ПРОЖИВАНИЯ ЧЕЛОВЕКА В ИЗМЕНЯЮЩЕМСЯ КЛИМАТЕ

Введение

Проблемы влияния изменения климата на человека имеют важное значение в работе Всемирной метеорологической организации, которая координирует исследования естественных изменений климата в крупных городах и промышленных районах, где наблюдается нарушение экологического равновесия, оказывающего существенное влияние на человека.

Изменение теплового режима воздуха вызывает изменения в процессе теплообмена человека с окружающей средой. Субъективное ощущение климатического комфорта человека зависит еще и от влажности воздуха. При повышении влажности воздуха трудно адаптироваться к жаре, и усиливается действие холода. Влияние ветра проявляется по-разному. При низких температурах ветер усиливает теплоотдачу, что может привести к переохлаждению организма. Зимой в средних широтах ветер понижает сопротивляемость организма, а летом – повышает.

Различные характеристики погодных условий воздействуют на человека комплексно, поэтому зависимость самочувствия человека от погоды определяется комплексом метеорологических величин и выражается в виде показателей, вычисляемых по нескольким метеорологическим характеристикам с учетом сезонных особенностей.

В период стремительных изменений климата последних десятилетий возросла актуальность изучения погодных условий комфортности жизни, т. к. возникла проблема адаптации человека к новым условиям среды обитания. Изменения климата приводят к изменению частоты появления тех или иных погодных условий или их сочетаний, норм и амплитуды колебаний метеорологических величин, а также к появлению таких условий, которые ранее могли не встречаться на заданной территории.

Меняющийся климат оказывает многостороннее влияние на самочувствие человека. Границы комфортных погодных условий очень ограничены и часто имеют региональные различия, связан-

ные со сложившимся региональным укладом жизни и привычками. В связи с изменениями климата необходимо оценить региональные тенденции изменения комфортности проживания человека.

Адаптация человеческого организма к состоянию погоды вызывает изменения многих физиологических функций. Степень чувствительности человека к воздействиям внешней среды в значительной мере обусловлена адаптационными возможностями его организма. Эти возможности различны у людей разного возраста и состояния здоровья. Ослабленный организм имеет маленькие возможности адаптации, поэтому незначительные на первый взгляд изменения погодно-климатических условий могут оказаться очень существенными для определенной категории людей.

Изменения климата

По данным за 1901 – 2000 гг., в [1] показано, что интенсивность потепления за столетие составила в среднем для территории России $0,09^{\circ}\text{C}/10$ лет. Во второй половине XX в. (1951 – 2000 гг.) на территории России также преобладает положительный тренд. За этот период наиболее интенсивный тренд наблюдался в Прибайкалье – Забайкалье ($0,35^{\circ}\text{C}/10$ лет), в Приамурье–Приморье и в Средней Сибири [1]. Известно, что глобальное потепление происходило неравномерно за указанное столетие. После интервала потепления в 1910 – 1945 гг. было слабое похолодание в 1946 – 1975 гг., с 1976 г. началось новое наиболее интенсивное потепление [1].

В связи с перечисленным особый интерес представляют оценки изменений климата и условий суровости и комфортности погоды на юге Сибири за последнее тридцатилетие, т.е. на урбанизированной территории с наибольшими изменениями климата за интервал лет наибольшего потепления глобального климата.

Оценки трендов температуры воздуха были выполнены по новым данным за 1976 – 2006 гг. по гидрометеорологическим станциям России (1600 станций). Использовались среднесезонные и среднегодовые значения температуры. На рис.1 показаны тренды среднегодовой температуры воздуха за 1976 – 2006 гг. в пересчете на 10 лет. Видно, что за 31 год, включая 6 лет XXI века, по-прежнему наибольшее потепление на территории России произошло на юге и в Средней Сибири. По сравнению с более ранними оценками, потепление на территории Сибири стало более интенсивным и составило от $0,4$ до $0,8^{\circ}\text{C}/10$ лет. Наибольшее

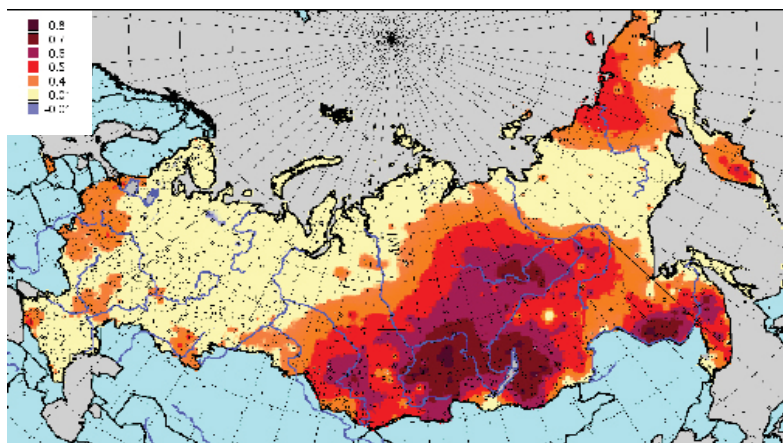


Рис. 1. Тренды среднегодовой температуры воздуха за 1976 – 2006 гг. на территории России ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)

потепление за эти годы также выделяется в Прибайкалье–Забайкалье, в Приамурье и в Средней Сибири.

Раздельный анализ трендов температуры по сезонам (зима: декабрь – февраль; весна: март – май; лето: июнь – август; осень: сентябрь – ноябрь) показал существенные региональные различия.

Зимой наибольшее потепление произошло на юге Западной Сибири (рис.2), там тренд составил $0,8 - 1,2^{\circ}\text{C}/10$ лет. В узкой

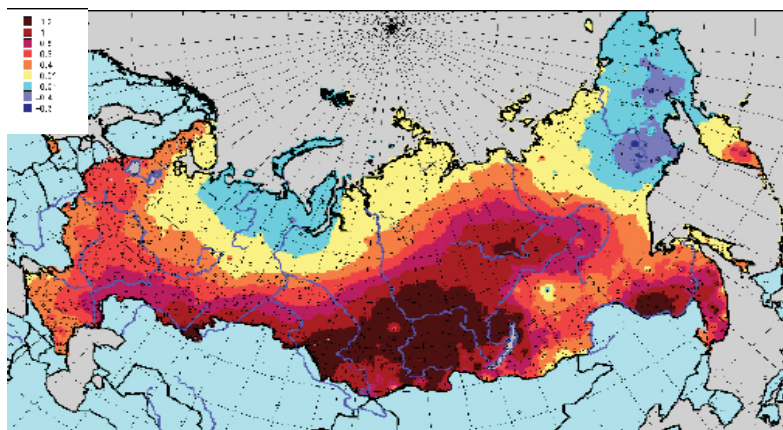


Рис.2. Тренды температуры воздуха за 1976–2005 гг. на территории России. Зима ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)

широтной зоне на юге ЕТР наблюдались тренды зимней температуры $0,8^{\circ}\text{C}/10$ лет, более слабые положительные тренды ($0,4 - 0,6^{\circ}\text{C}/10$ лет) наблюдались на западе ЕТР. Весной (карта не приводится) потепление охватило Западную Сибирь восточнее Иртыша, там на обширной территории повышение температуры составило около $0,8^{\circ}/10$ лет. Еще больше весной потеплело на юге Восточной Сибири и в Забайкалье, там повышение температуры составило около $1,0^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Летом (рис.3) зона наибольшего потепления полностью переместилась на Восточную Сибирь. Тренды там составили $0,6 - 0,8^{\circ}\text{C}/10$ лет. В Западной Сибири тренды температуры стали незначимыми. Тренды от $0,5$ до $0,7^{\circ}\text{C}/10$ лет летом наблюдались в западной половине ЕТР.

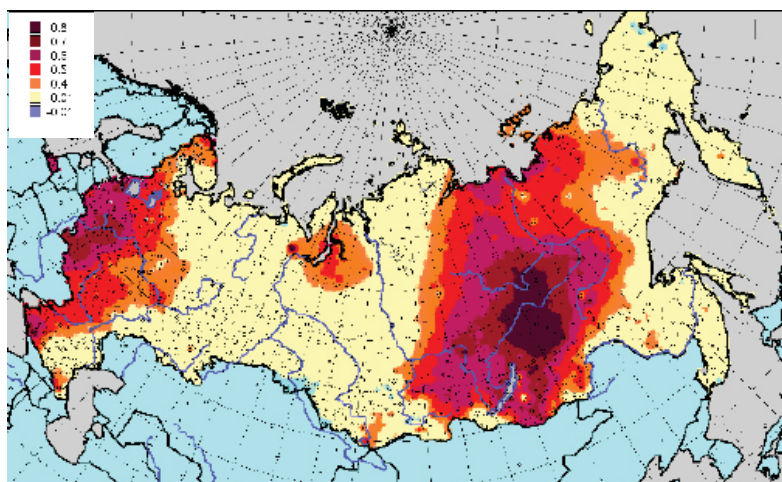


Рис. 3. Тренды температуры воздуха за 1976–2006 гг. на территории России. Лето ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)

Осенью на территории Сибири слабое повышение температуры воздуха произошло только на территории в среднем течении р. Лены и ее притоков на тех же широтах (около $0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет), а также на Дальнем Востоке (карта не приводится).

Выделенные области наиболее интенсивных изменений климата последних десятилетий требуют комплексного изучения различных показателей погодных условий, оказывающих влияние на самочувствие человека. Во все сезоны года человек наиболее

чувствителен к изменению температуры воздуха, но по-разному в зависимости от сезона. В холодное полугодие низкая температура вызывает дискомфорт, а ощущение холода усиливается при усилении ветра. В теплое полугодие дискомфорт вызывает чрезмерно высокая температура, а ощущение жаркой погоды усиливается при высокой влажности воздуха. Существует много показателей, характеризующих воздействие погоды на самочувствие человека, но главными из них можно назвать для зимних условий индекс суровости погоды по Бодману, а для летних – эффективная температура.

Изменение суровости погоды зимой

В России, и особенно в Сибири, климат характеризуется суровыми зимами. Суровость зим наиболее часто оценивается по индексу Бодмана (В).

В работе [2]

$$B = (1 - 0,04t)(1 + 0,272v),$$

где t – среднесуточная температура воздуха, °С; v – скорость ветра, м/с.

В зависимости от величины индекса принято считать:

$B < 1$ – не суровая погода;

$1 < B < 2$ – мало суровая погода;

$2 < B < 3$ – умеренно суровая погода;

$3 < B < 4$ – суровая погода;

$4 < B < 5$ – очень суровая погода;

$5 < B < 6$ – жестко суровая погода;

$B > 6$ – крайне суровая погода.

За 1976 – 2006 гг. на каждый день вычислялись значения индекса Бодмана. Подсчитывалось число дней в году с суровой погодой и выше ($B > 3$), в это число входили дни и с более жесткими погодными условиями (суровая, очень суровая, жестко суровая и крайне суровая погода), если они были. По этим ежегодным данным вычислялись многолетние тренды числа дней в году с суровой и очень суровой погодой. На рис.4 показано распределение в России положительных и отрицательных трендов количества дней (%) в году с суровой погодой ($B > 3$).

Звездочками выделены станции, на которых тренды числа дней с суровой погодой были статистически достоверны с вероятностью более 95 %.

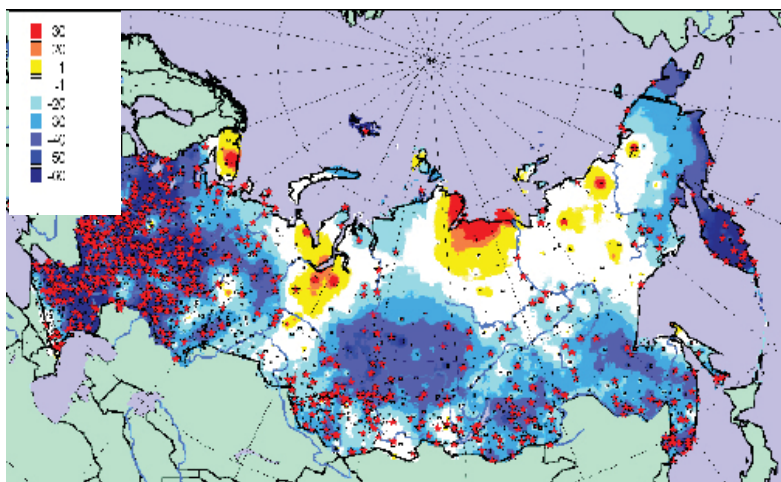


Рис.4. Изменение (в %) количества дней за год с суровой погодой $B > 3$

Менее суровыми стали зимы на ЕТР, на юге Сибири и Дальнего Востока, а также на Камчатке и Чукотке. А на Кольском полуострове, на севере Западно-Сибирской равнины, на северо-востоке Северо-Сибирской низменности и в долинах рек Индигирка и Колымы увеличилось число дней с суровой погодой на 20 – 30 %. На территории России суровость зимних условий наиболее актуальна в Сибири. Наибольший интерес представляют населенные южные регионы Сибири с изначально суровыми зимами. Этот регион будет рассмотрен более подробно. На рис.4 видно, что за последнее тридцатилетие на юге Сибири наблюдалось уменьшение количества дней с суровой погодой на 20 – 50 %. Западная и Восточная Сибирь на юге отличаются по рельефу и по изменениям климата (рис.1, 2). Западная часть более равнинная, а восточная – более возвышенная и изрезана хребтами (Яблоновый, Становой). В Западной Сибири в районах, прилегающих к Уралу, наблюдается уменьшение количества дней с суровой погодой, а в некоторых других – увеличение. На юге Восточной Сибири повсеместно произошло уменьшение количества дней с суровой погодой. Далее анализ проводился отдельно по западной и восточной части рассматриваемой территории.

Кроме изменения общего количества за год дней с суровой погодой, важно знать изменение гистограммы распределения по-

казателя суровости (индекса Бодмана). В связи с этим вычислены гистограммы распределения индекса Бодмана в южной части Западной Сибири (менее 60° с.ш., $65-100^{\circ}$ в.д.) за два равных интервала лет: последние 20 лет (1986 – 2005 гг.) и более ранние 20 лет (1966 – 1985 гг.). Индекс вычислялся на каждый зимний день года (декабрь–февраль). Повторяемость индекса в каждой градации выражена в % от общего числа дней за 20 лет. Сравнение полученных гистограмм приведено на рис.5.

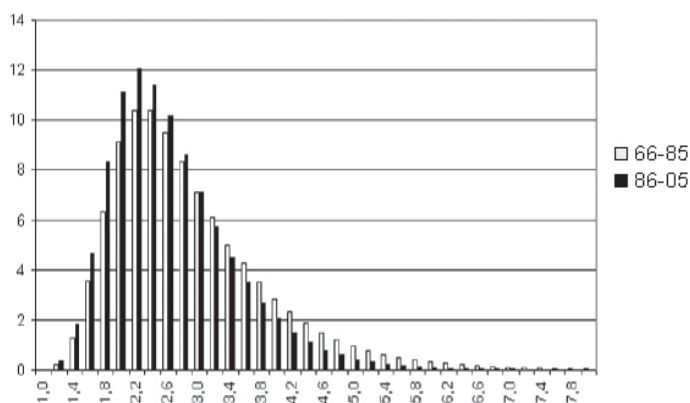


Рис. 5. Гистограмма индекса Бодмана зимой (декабрь–февраль) за 1966 – 1985 и 1986 – 2005 гг. Южная часть Западной Сибири (менее 60° с.ш., $65 - 100^{\circ}$ в.д.)

Всегда на рассматриваемой территории преобладают умеренно суровые погодные условия в холодное полугодие. Сравнение двух двадцатилетий показывает, что в последние 20 лет, по сравнению с предыдущим 20-летьем, увеличилось число дней с индексом от 1,0 до 2,8, что соответствует интервалам не суровой и мало суровой погоды, а также уменьшилось число дней с индексом более 3,0, т.е. уменьшилось число дней со всеми категориями суровой погоды.

Аналогичные гистограммы распределения индекса Бодмана были получены в южной части Восточной Сибири (менее 60° с.ш., $100 - 125^{\circ}$ в.д.) за последние 20 лет 1986 – 2005 гг. и за 20 лет (1966 – 1985 гг.). В этом регионе мало суровая погода встречалась чаще, чем в западной части.

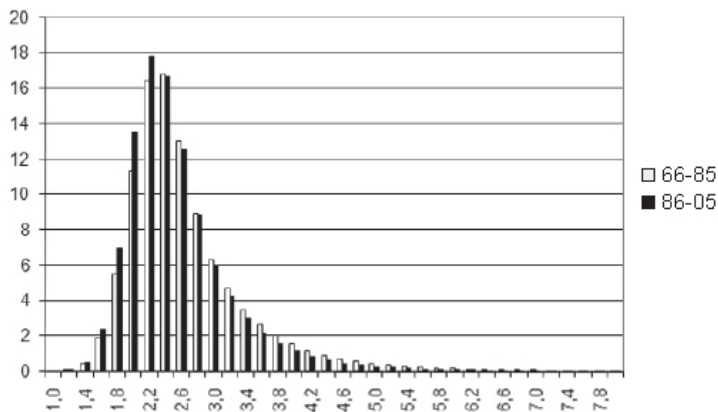


Рис. 6. Гистограмма индекса Бодмана за 1966 – 1985 и 1986 – 2005 гг. Южная часть Восточной Сибири (менее 60° с.ш., 100° – 125° в.д.)

Сравнение гистограмм повторяемости индекса Бодмана на юге Восточной Сибири за два десятилетия показывает, что в последние 20 лет, по сравнению с предыдущим 20-летием, увеличилось число дней с индексом от 1,4 до 2,2, что соответствует интервалам не суровой и мало суровой погоды, и уменьшилось число дней с индексом более 2,4, т.е. со всеми категориями суровой погоды.

Изменения климата привели к тому, что в холодную часть года в последние 20 лет, по сравнению с более ранними годами, увеличилось число дней с не суровой и мало суровой погодой, и уменьшилось число дней со всеми категориями суровой погоды.

Изменение комфортности климата летом

Комфортные условия для человека могут складываться в теплое полугодие при определенных сочетаниях температуры и влажности воздуха. Одним из биоклиматических индексов, характеризующим эффект воздействия на человека комплекса метеорологических величин (температура и влажность воздуха), является эффективная температура (ЭТ). Эффективная температура – это значение температуры, которое должен иметь сухой воздух при штиле, чтобы оказывать на человеческий организм такое же воздействие, как и воздух, обладающий данной влажностью при данной скорости ветра [2]. В жаркую погоду ЭТ влажного воздуха будет выше фактической температуры, а при ветре

ЭТ может быть ниже фактической; в холодную погоду при ветре и высокой влажности ЭТ всегда ниже фактической температуры. Чаще всего для летних условий эффективная температура оценивается без учета ветра, т. к. летом самочувствие человека в основном определяется только температурой и влажностью воздуха.

Эффективная температура:

$$ЭТ = t - 0,4(t - 10)(1 - f / 10),$$

где f – относительная влажность воздуха, %; t – температура воздуха, °С.

Эффективная температура является характеристикой ощущения степени тепла или холода организмом человека. Интервал значений эффективной температуры, при которых большинство людей чувствуют себя наиболее комфортно, называют зоной комфорта. В СССР был принят [3] интервал зоны комфорта 13,5 – 18 °С, в США – 17,2–21,7 °С.

Комфортность погоды в теплое полугодие оценивалась по эффективной температуре на основе данных о температуре и влажности воздуха. Комфортной принималась температура в интервале от 13,5 до 18,0°С [3]. Случаи с температурой ниже 13,5°С считались недостаточно теплыми и некомфортными. Случаи с температурой выше 18 °С считались избыточно жаркими и тоже некомфортными.

По ежедневным данным о температуре и относительной влажности воздуха вычислены значения эффективной температуры и подсчитано число дней в каждом году на станциях южной части Сибири (менее 60°с.ш., 65 – 125°в.д.) с комфортной температурой. По данным всех станций региона получена гистограмма распределения числа комфортных дней в 1966 – 1985 гг. и аналогично в 1986 – 2005 гг. Гистограмма показана на рис. 7.

Из рис. 7 видно, что в обеих выборках лет преобладают годы, когда наблюдалось от 40 до 60 дней с комфортной погодой. В последние 20 лет на станциях южной части Сибири на 10% реже были годы с количеством комфортных дней меньше 50. Особенно заметно уменьшение количества лет с комфортной погодой 30–46 дней за год. В то же время чаще на 10 % стали встречаться годы с комфортной погодой более 53 дней за год, особенно заметно увеличилось число лет, в которых комфортными были от 56 до 75 дней. За последние десятилетия чаще были годы с более продолжительным интервалом дней с комфортной погодой. Изменения климата благоприятно отразились на условиях комфортности проживания человека в южной части Сибири.

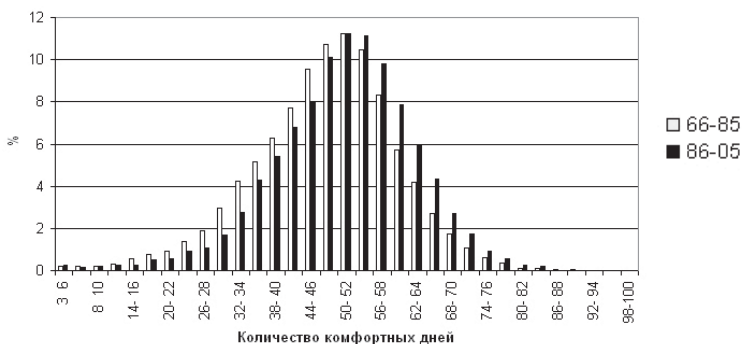


Рис. 7. Гистограмма количества дней в году с комфортной погодой за 1966 – 1985 и 1986 – 2005 гг., %

Тренды числа дней с комфортной эффективной температурой в теплое полугодие по каждой станции нанесены на карту (рис.8).

На юге Сибири на половине территории наблюдались положительные тренды, но статистически достоверно улучшение комфортности наблюдается только в предгорьях Алтая и Саян, а также на территории между Обью и Енисеем. Здесь число комфортных дней увеличивалось на 4–6 за 10 лет, в Забайкалье и на территориях в верховьях Лены и Амура число комфортных дней в году уменьшалось на два дня за 10 лет. Указанные трендовые значения статистически достоверны с вероятностью более 95%.

Интересные особенности показывают пространственные различия в изменении комфортности климата (рис.8) при их сопоставлении с изменениями климата летом (рис.3) за тот же интервал лет.

Из рис. 8 видно, что наибольшее увеличение количества дней с комфортной погодой произошло на юге Западной Сибири, при том, что наибольшее потепление летом произошло в Восточной Сибири. Это означает, что интенсивное потепление летом в Восточной Сибири чаще, чем ранее, сопровождалось температурой выше комфортных значений.

Основные результаты

Изменения климата последних десятилетий привели к тому, что менее суровыми стали зимы на ЕТР, на юге Сибири и Дальнего Востока, а также на Камчатке и Чукотке. В этих районах в холодную

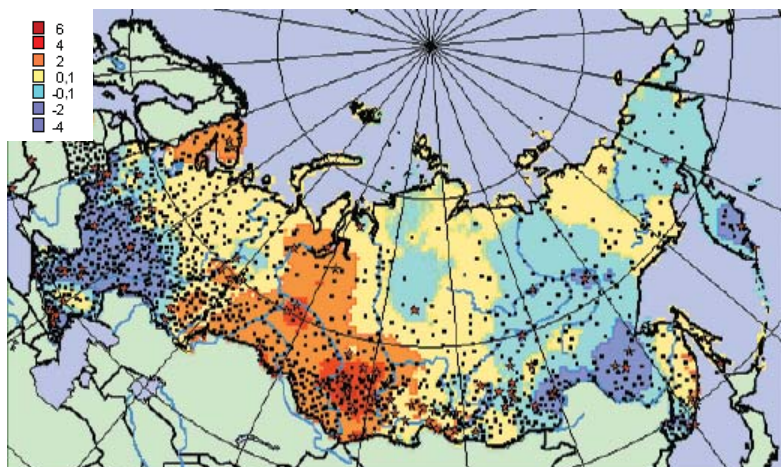


Рис.8. Увеличение числа дней в году с комфортной эффективной температурой за 1976–2006 гг. в пересчете на 10 лет. Звездочками выделены станции со значимостью тренда более 95 %

часть года уменьшилось на 20–50 % число дней со всеми категориями суровой погоды. А на Кольском полуострове, на севере Западно-Сибирской равнины, на северо-востоке Северо-Сибирской низменности и в долинах рек Индигирка и Колыма увеличилось число дней с суровой погодой на 20–30 %.

За последние десятилетия в Западной Сибири и частично на юге Восточной Сибири произошло увеличение числа дней в году с комфортной эффективной температурой в теплую часть года. Изменения климата благоприятно отразились на условиях комфортности проживания человека в этой части Сибири. В некоторых регионах на юге Восточной Сибири чрезмерное повышение температуры за последние три десятилетия привело к уменьшению числа дней с комфортной эффективной температурой.

Список литературы

1. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояния, изменчивости и экстремальности климата. Всемирная конференция по изменению климата, г. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003 г. // Труды. – М.: Паблик принт, 2004. – С. 101–110.
2. Исаев А.А. Экологическая климатология. – М.: Научный мир, 2001. – 458 с.
3. Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 491 с.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОТОПИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА В РОССИИ В XX И XXI ВЕКАХ

Современные изменения климата сопровождаются различными последствиями для человека, преимущественно негативными. Одним из позитивных последствий в связи с потеплением климата обычно называют сокращение отопительного периода (ОП) и повышение средней температуры за этот период [1, 3, 4]. Эти две характеристики дают представление о затратах тепла, необходимого на обогрев помещений за холодный сезон.

Началом отопительного периода считается дата устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через значение 8°C осенью, а окончанием периода – дата устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через значение 8°C весной [6]. Переход считается устойчивым, если соответствующее явление наблюдается не только в те сутки, когда переход произошел, но и в течение пяти и более последующих суток. При расчете продолжительности отопительного периода сутки осеннего перехода учитываются, а весеннего не учитываются.

Более информативной характеристикой затрат энергии на обогрев помещений зимой является индекс потребления топлива (ИП). Этот показатель иногда называют дефицитом тепла, однако в таком названии не отражается его предназначение. Индекс потребления топлива вычисляется для заданного периода календарного года (например, для какого-либо месяца) или для всего года в целом. Для обогрева зданий ИП для заданного периода – это сумма абсолютных величин отклонений среднесуточных значений температуры от порога комфортности – значения $18,3^{\circ}\text{C}$ – за те сутки рассматриваемого периода времени, когда температура была ниже 8°C . Индекс широко используется в России и других странах, например, в США при выполнении оценок потребности в энергии на регулирование климата помещений, входит в справочные пособия.

Многолетние изменения продолжительности отопительного периода и индекса потребления топлива за годы от t_0 до t характеризуются в процентах от значений базового года t_0 :

$$\Delta_{\%} ОП = 100 (ОП(t) - ОП(t_0)) / ОП(t_0) ; \quad (1)$$

$$\Delta_{\%} ИП = 100 (ИП(t) - ИП(t_0)) / ИП(t_0). \quad (2)$$

Каждое значение в правой части формул (1, 2) для лет t_0 и t вычислялось по соответствующему уравнению линейного тренда, которое строится по всем данным за период лет от t_0 до t , для отопительного периода и индекса потребления топлива соответственно. Такой подход устраняет скачки межгодовой изменчивости.

Выполнены расчеты изменения ОП и ИП по данным 1400 станций на территории Российской Федерации за 1971–2004 гг. ($t_0=1971$; $t=2004$). Результаты представлены на картах (рис.1 и 2).

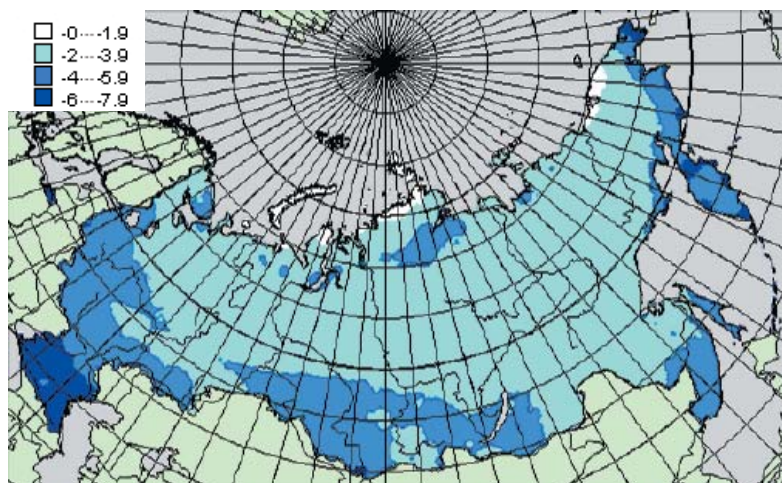


Рис. 1. Изменение продолжительности отопительного периода к 2004 г., по сравнению с 1971 г., %

На рис.1 видно, что сокращение отопительного периода на территории России произошло практически повсеместно. Продолжительность отопительного периода к 2004 г., по сравнению с 1971 г., сократилась на 6–8 % на самом юге ЕТР, на 4 – 6% – в южной и западной частях ЕТР, на юге Сибири и Дальнего Востока, на Камчатке и всей прибрежной зоне Берингова моря. Небольшие области на карте с сокращением ОП на 4 – 6% видны на континентальных северных территориях всей Российской Федерации.

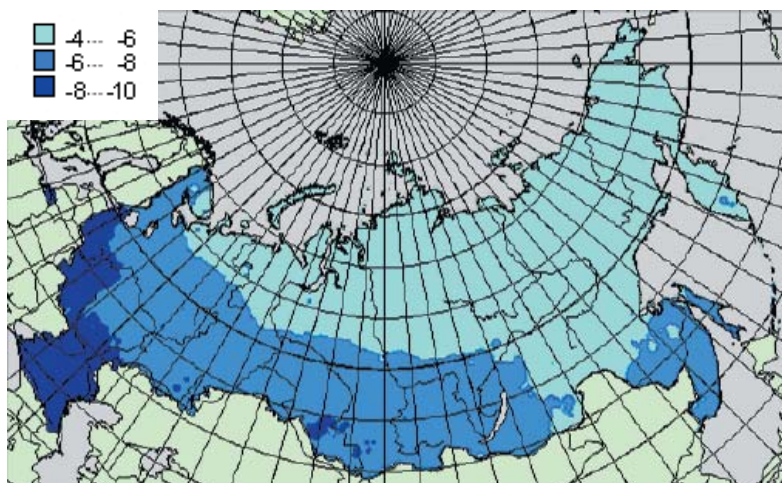


Рис. 2. Изменение индекса потребления топлива к 2004 г., по сравнению с 1971 г., %

На остальной территории Российской Федерации сокращение отопительного периода составило 2–4%.

Уменьшение индекса потребления топлива (рис.2) к 2004 г., по сравнению с 1971 г., составило 8–10 % в южной и западной частях ЕТР, 6–8 % – на остальной части ЕТР, кроме севера, 6–8 % – в южной половине Азиатской территории Российской Федерации (АТР), кроме районов Станового и Алданского нагорий, в остальной части – на 4–6%.

Особый интерес представляют оценки предстоящих изменений характеристик отопительного периода в связи с продолжающимися изменениями климата.

Предсказания изменений климата строятся на основе современных климатических моделей. Модель описывает климатическую систему, которая включает в себя атмосферу, океан, сушу, криосферу и биоту. Модели позволяют давать оценки изменения климатических характеристик на несколько десятилетий вперед на основе прогноза изменения концентрации парниковых газов в атмосфере. Модель не дает точного прогноза климата будущего, она позволяет оценить возможные сценарии изменения климата, если будет продолжаться накопление парниковых газов.

Накопление парниковых газов определяется в основном деятельностью человека. Поэтому возможные сценарии изменения климата строятся на основе прогнозов эмиссии парниковых газов и аэрозолей промышленными и энергетическими предприятиями всего человечества. Другие факторы, такие, как изменение интенсивности солнечной радиации и изменение толщины озонового слоя, тоже могут оказывать влияние на климат, но их влияние значительно слабее, чем влияние парниковых газов и аэрозолей.

Ранее предлагалось около сорока равновероятных сценариев развития общества и связанных с этим эмиссий парниковых газов. Но обычно выделяют четыре основных сценария, связанных с четырьмя вариантами эмиссии парниковых газов, определенными в специальном отчете SRES (Special Report on Emissions Scenarios) для IPCC. Сценарии называются B1, B2, A1 и A2. Сценарии отличаются вариантами возможного развития человечества.

Вариант A1. На планете будет очень быстрый экономический рост, быстрое развитие и внедрение новой, более эффективной промышленной и энергетической технологии, будет низкий прирост населения.

Вариант A 2. Очень гетерогенный, разобщенный мир. Преобладают региональные интересы, каждая страна развивает промышленность, основываясь только на своих интересах быстрого экономического развития. Сценарий A2 предполагает прирост населения до 15 млрд к 2100 г.

Вариант B 1. Экономическое развитие общества строится на основе перехода к чистым технологиям. Решение социально-экономических задач во всем мире строится с учетом глобальных проблем сохранения окружающей среды, главные усилия направлены на создание экономичных технологий.

Вариант B 2. Мир, в котором страны отдельно решают экономические, социальные и экологические проблемы, национальные интересы ставятся выше глобальных, но уделяется внимание защите окружающей среды. Это гетерогенный разобщенный мир, но с менее быстрым промышленным развитием и с более экономичными технологиями. Сценарий B2 предполагает замедленный прирост населения (10,4 млрд к 2100 г.).

Согласно этим вариантам, диапазон эмиссии парниковых газов к 2100 г. охватывает варианты от уменьшения на 4% (вариант B1) до увеличения на 320 % (вариант A2), по сравнению с уровнем

2000 г. Вариант А 2 – это вариант на случай, если общество не будет принимать мер по уменьшению эмиссии.

В Третьем сообщении об эмиссии парниковых газов Межправительственной комиссии по изменению климата предложено для моделирования климата использовать два сценария – А 2 и В 2 [5]. После выбора сценария остаются другие неопределенности, влияющие на перспективные оценки. При построении моделей не вполне ясным остается чувствительность климата к изменению парникового эффекта. Поэтому различают три уровня климатической чувствительности в зависимости от влияния на глобальный климат: низкий ($1,5^{\circ}\text{C}$), средний ($2,5^{\circ}\text{C}$) и высокий ($4,5^{\circ}\text{C}$). Комбинируя эти три варианта чувствительности с четырьмя вариантами эмиссии парниковых газов, получают диапазон будущего изменения климата от В1-low (сценарий с низким уровнем эмиссии и низкой чувствительностью) до А 2-high (сценарий с высоким уровнем эмиссии и высокой чувствительностью). Модель показывает, что изменения атмосферной циркуляции приводят к различным изменениям температуры по регионам. По сценарию А 2-high среднегодовая температура России повысится до 0°C к 2060 г., по сравнению с настоящей температурой $-5,3^{\circ}\text{C}$. В будущем Российская Федерация станет более дождливой страной (на 5–15% к 2080 г.).

Существует ряд факторов, ограничивающих точную оценку изменений глобальной температуры, особенно после 2030–2050 гг. [2]. В отношении ближайших 30–50 лет вероятная погрешность оценки ожидаемого изменения глобальной температуры воздуха не превосходит 50% абсолютного значения предсказываемой аномалии. Для второй половины XXI в. точность таких расчетов понижается, в лучшем случае можно оценить порядок и знак предсказываемой величины [2].

Значения характеристик отопительного периода для разных лет и периодов календарного года в будущем вычислялись на основе сценарных оценок изменения климата в XXI в. на территории Российской Федерации. Использовались результаты перспективных оценок изменения температуры воздуха по трем атмосферно-океаническим моделям климата: CGCM2, HadCM3 и ECHAM4 по сценарию SRES А 2 (наиболее реальный и жесткий сценарий). Существует множество равновероятных сценариев SRES развития общества и связанных с этим эмиссий парниковых газов, которые приводят к различным оценкам предстоящих изменений климата, но до 2050 г. все сценарии дают

весьма близкие оценки накопления парниковых газов, поэтому выбор сценария эмиссий не имеет большого значения в оценках на первую половину XXI в. Однако каждая модель при одном сценарии эмиссий дает разные результаты о состоянии будущего климата. Перспективные оценки, полученные по каждой отдельной климатической модели, содержат не зависимые между собой ошибки. Осреднение данных трех моделей позволяет несколько сгладить эти ошибки. Поэтому для прикладных оценок использовались средние значения климатических характеристик по трем упомянутым моделям. Все модели дают оценки в узлах географической сетки разной густоты, поэтому перед осреднением данных трех моделей их данные были переведены в узлы сети метеорологических станций Российской Федерации в количестве 1400. Это густая сеть станций, детально описывающая поле температуры на территории Российской Федерации. Переход к сетке расположения станций является универсальным, т. к. в различных работах позволяет проводить сравнения с фактическими данными наблюдений за прошлые годы или с перспективными оценками, полученными статистическими методами по данным на станциях.

Для вычисления характеристик отопительного периода были использованы среднемоделные оценки климата с месячным разрешением по времени. С помощью процедуры линейной интерполяции месячных модельных значений строился годовой ход перспективных оценок среднесуточной температуры. Далее на основе оценок среднесуточной температуры по известным критериям определялись даты начала и окончания отопительного периода, его продолжительность и вычислялся индекс потребления топлива. По формулам (1),(2) вычислялись оценки предстоящих изменений характеристик отопительного периода к 2025 и 2050 гг., по сравнению с нормами за 1961–1990 гг. В формулах (1), (2) в качестве значений $ОП(t_0)$ и $ИП(t_0)$ использовались нормы, полученные по модельным данным за 1961–1990 гг., а другие значения в правых частях формул (1), (2) вычислялись при $t=2004$ по уравнениям трендов соответствующих характеристик за 1961–2050 гг.

Региональные оценки изменения продолжительности отопительного периода к 2025 г. приведены на рис. 3. На рис. 3 видно, что, по сравнению с нормой 1961–1990 гг., ожидается уменьшение

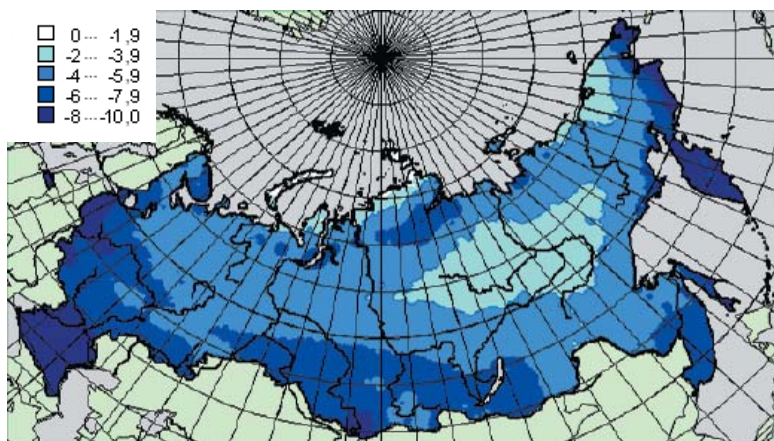


Рис.3. Изменение продолжительности отопительного периода к 2025 г., по сравнению с нормой 1961 – 1990 гг., %

продолжительности отопительного периода на 4–6% в большинстве регионов Российской Федерации.

При этом на юге и западе Европейской территории России, в некоторых северных и дальневосточных районах (Камчатка, Анадырь, Чукотка) ожидается уменьшение продолжительности отопительного периода на 6–10 %.

На рис. 4 приведены аналогичные оценки изменения продолжительности отопительного периода к 2050 г. по отношению к норме 1961–1990 гг.

В результате выполненной работы на основе анализа современных трендов температуры воздуха показано, что за последние три десятилетия в России произошло преимущественно уменьшение продолжительности отопительного периода. В большинстве районов России отопительный период уменьшился в среднем на 5% (рис. 1). За этот же период индекс потребления топлива уменьшился в южных регионах России приблизительно на 10 %, в остальной части – на 5– 8 % (рис. 2).

Модельные оценки на первую половину XXI в. показали, что, по сравнению с нормой 1961 – 1990 гг., на большей части территории России продолжительность отопительного периода сократится не более чем на 5% к 2025 г., и на 5 – 10 % – к середине XXI в. На юге и западе Европейской территории России, в некоторых северных и дальневосточных районах (например, Камчатка, Чукотка) ожидаемое

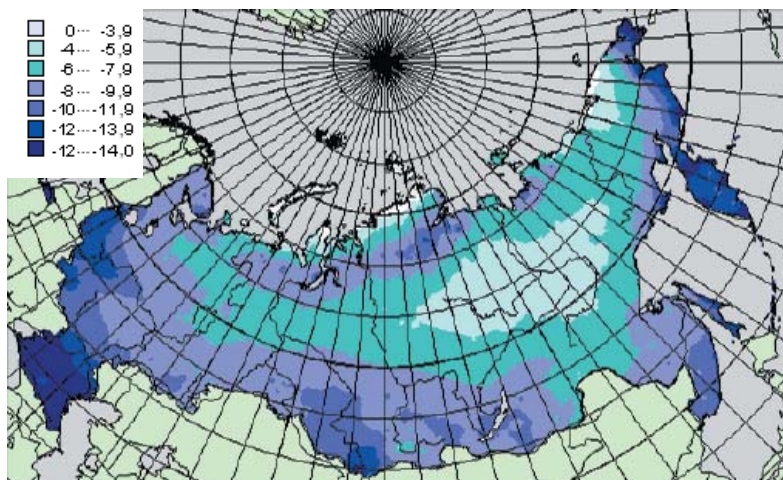


Рис.4. Изменение продолжительности отопительного периода к 2050 г., по сравнению с нормой 1961 – 1990 гг., %

уменьшение продолжительности отопительного периода в 1,5 – 2 раза больше, чем в среднем по стране. Прогнозируемые относительные изменения затрат на отопление помещений (индекс потребления топлива) имеют те же пространственные закономерности, но характеризуются приблизительно вдвое большими значениями.

Список литературы

1. Анисимов О.А. Влияние антропогенного изменения климата на обогрев и кондиционирование зданий // Метеорология и гидрология. – 1999. – №6. – С. 10–17.
2. Будыко М.И., Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Ефимова Н.А., Кобак К.И., Менжулин Г.В., Строкина Л.А. Прогноз антропогенных изменений климата и их последствий // Труды Международной теоретической конференции «Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века», Санкт-Петербург, 24–25 июня 1999 г. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – С.35–59.
3. Ефимова Н.А., Байкова И.М. Влияние потепления зимних сезонов на расход топлива // Метеорология и гидрология. – 1994. – №5. – С. 91–93.
4. Ефимова Н.А., Байкова И.М., Лаперье В.С. Влияние потепления климата на режим отопления зданий // Метеорология и гидрология. – 1992. – №12. – С. 95–98.
5. Изменение климата, 2001г. Обобщенный доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в подготовку Третьего доклада об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Под ред. Р.Т.Уотсона // ВМО, ЮНЕП. – 2001. – 215 с.
6. Хандожко Л.А. Метеорологическое обеспечение народного хозяйства. –Л.: Гидрометеиздат, 1981. –231с.

АТМОСФЕРНАЯ МГЛА В ПРИБАЙКАЛЬЕ В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД ГОДА

Постановка задачи

Мгла – это сплошное помутнение воздуха из-за наличия в нем частиц пыли, дыма, гари от лесных или торфяных пожаров или промышленных выбросов. При мгле видимость составляет менее 10 км, при сильной мгле видимость может быть менее 1 км. В летнее время сильное задымление воздуха является неприятным явлением, осложняющим дыхательную функцию человека, особенно когда мгла упорно держится в воздухе при отсутствии ветра. Еще одним фактором, усиливающим негативное влияние мглы, может стать высокая относительная влажность. Исследования показали, что Прибайкалье является регионом, в котором мгла – довольно частое явление как зимой, так и летом. Задача данной статьи – исследовать климатические особенности мглы и сопутствующих ей параметров – ветра, видимости, температуры, влажности, и попутно дать оценку качества метеорологических наблюдений. Подобная задача ранее была поставлена автором в статье [5] для Подмосковья, где мгла связана с тлением торфяников, а также с местными пожарами или промышленными выбросами.

Исходные данные

Исходным материалом стали ряды срочных метеорологических наблюдений на 17 станциях Прибайкалья за 1936–2000 гг. Их выбор не случаен и обусловлен тем обстоятельством, что все они входят в список станций, включенных в Ежемесячник, часть 1 [3]. Для этих станций, первоначальное количество которых в бывшем СССР составляло 223, во ВНИИГМИ-МЦД были сформированы многолетние ряды срочных метеорологических наблюдений [1].

В табл. 1 приведена длительность рядов, а также дана характеристика их полноты в пределах указанного периода, выраженная в количестве пропущенных месяцев. Как видно из таблицы, длительность рядов составляет не менее 60 лет, а пропущенные месяцы не превышают 9 % от общей суммы месяцев за 65 лет.

Т а б л и ц а 1

Характеристика рядов наблюдений за мглой
на станциях Прибайкалья

Станция	Всего лет	Пропущено месяцев		Количество сроков	Количество дней	Характеристика максимума	
		количество	%			число дней	год
Иркутская область							
Иркутск	65	3	0	857	623	46	1943
Ербогачен	64	23	3	1304	480	52	1939
Нижнеудинск	61	51	7	408	248	31	1958
Витим	64	19	2	1601	570	63	1943
Киренск	65	15	2	957	380	42	1939
Бодайбо	65	3	0	1644	572	54	1985
Жигалово	64	27	3	729	286	27	1944
Республика Бурятия							
Улан-Удэ	61	70	9	699	417	74	1936
Кяхта	65	14	2	576	237	90	1945
Троицкий прииск	63	36	5	587	276	74	1943
Баргузин	65	9	1	2510	991	124	1943
Читинская область							
Чита	61	48	6	1163	561	43	1946
Могоча	65	8	1	1384	575	48	1943
Сретенск	65	8	1	883	328	40	1943
Кыра	65	40	5	575	241	48	1944
Борзя	65	11	1	885	432	53	1937
Чара	63	38	5	1802	600	111	1943
Всего	—	—	—	18564	7817	—	—

Выборка сроков с мглой показала, что мгла на всех станциях является обычным явлением, причем она возникает в любое время года, как в летнюю жару, так и в зимнюю стужу. Чтобы убедиться в том, что наблюдатели отличают мглу от таких похожих на нее

явлений, как дымка и туман, было рассчитано количество сроков с этими явлениями за тот же период в сумме по всем станциям:

Количество сроков с явлением

Дымка	Туман	Мгла
74273	54118	29518

Ясно, что мгла встречается в 2–3 раза реже, чем дымка или туман, что дает уверенность в том, что эти три явления наблюдатели умеют различать. Однако причины и условия возникновения мглы зимой и летом различны, поэтому далее в качестве объекта исследования выбраны сроки с мглой при положительной температуре воздуха. Соответственно, в табл. 1 количество сроков и количество дней с мглой относятся только ко мгле в теплый период года, который в дальнейшем изложении для краткости иногда именуется «летом». Количество сроков с мглой на станциях варьирует от 408 до 2510, а в сумме составляет 18564. Днем с мглой считался день, в котором мгла отмечена хотя бы в один из сроков. Таких дней было от 237 (Кяхта) до 991 (Баргузин), а в сумме по всем станциям число дней в теплый период составило 7817. В двух последних колонках дано максимальное количество дней за теплый период года и год, в который наблюдался этот максимум. Для большинства метеостанций это были 1943–1945 гг.

По поводу качества данных следует сказать, что оно оценивалось несколькими способами. Во-первых, исследовалась метеорологическая дальность видимости, по которой можно судить об интенсивности мглы. Расчет повторяемости градаций видимости показал, что видимость при мгле имеет ряд особенностей (табл.2).

Большая часть мглы наблюдается при видимости от 1 до 10 км, что является методически правильным. Такая мгла в данном исследовании считается умеренной. Мгла при видимости менее 1 км является редким явлением и создается сильными лесными или торфяными пожарами. Этот вид мглы (будем считать ее сильной) составляет в основном от 1 до 10 % на разных станциях, и только на четырех из них достигает 11–18 %. Если же обратиться к видимости более 10 км, которую можно считать хорошей, то можно видеть, что мгла с такой видимостью встречается довольно часто, иногда чаще, чем две другие градации видимости (Баргузин, Кяхта, Кыра, Борзя). В данной статье она считается слабой мглой.

Т а б л и ц а 2

Повторяемость градаций видимости при мгле
(число случаев/%)

Станция	Градации видимости			
	0–1000 м	1–10 км	Более 10 км	Видимость не определена
Ербогачен	127 / 15	479 / 56	246 / 29	452 / 35
Нижеудинск	23 / 7	204 / 61	108 / 32	73 / 18
Витим	197 / 14	732 / 50	522 / 36	150 / 9
Киренск	146 / 18	396 / 49	274 / 34	141 / 15
Бодайбо	136 / 10	849 / 65	313 / 24	346 / 21
Чара	131 / 8	810 / 50	665 / 41	196 / 11
Жигалово	59 / 11	401 / 72	100 / 18	169 / 23
Троицкий прииск	49 / 10	214 / 43	231 / 47	93 / 16
Баргузин	79 / 3	780 / 33	1524 / 64	127 / 5
Могоча	65 / 5	806 / 63	405 / 32	108 / 8
Иркутск	9 / 1	617 / 80	145 / 19	86 / 10
Чита	13 / 1	811 / 81	182 / 18	157 / 13
Сретенск	33 / 4	536 / 69	205 / 26	109 / 12
Улан-Удэ	5 / 1	311 / 51	292 / 48	91 / 13
Кяхта	3 / 1	179 / 37	299 / 62	95 / 16
Кыра	12 / 2	229 / 45	272 / 53	62 / 11
Борзя	12 / 1	331 / 38	520 / 60	22 / 2

Корректное определение мглы подразумевает, что метеорологическая дальность видимости ухудшена из-за мглы и не может быть выше 10 км, однако такое определение было записано лишь в Наставлении, изданном в 1985 г. [2], а до этой поры видимость при мгле не регламентировалась.

На разных станциях повторяемость хорошей видимости составляет от 18 до 64 % от числа случаев с видимостью. Однако, как показывают данные табл. 3, подобные ситуации наблюдались только в начальные годы. С 1936 по 1950 г. мгла с видимостью более 10 км преобладала, затем случаи с таким незначительным ухудшением видимости стали отмечаться реже, хотя и не исчезли совсем.

Т а б л и ц а 3

Количество срочных наблюдений по градациям видимости

Видимость	Десятилетки XX в., годы							
	31–40	41–50	51–60	61–70	71–80	81–90	91–00	Всего
0 – 1000 м	35	228	42	89	128	518	53	1093
1 – 10 км	460	2448	1365	1459	1084	2571	484	9871
Более 10 км	1800	3853	266	135	19	53	177	6303
Видимость не определена	425	134	362	156	35	86	99	1297
Всего сроков	2720	6663	2035	1839	1266	3228	813	18564
Сроков с видимостью	2295	6529	1673	1683	1231	3142	714	17267

Возникает вопрос, как же все-таки относиться к наблюдениям мглы при хорошей видимости? Отказаться от этих данных – значит подвергнуть сомнению квалификацию наблюдателей на всех 17 станциях, что, в принципе, было бы неверно. Если же эти данные считать правильными, то все же их не следует смешивать с умеренной или сильной мглой. Ввиду вышесказанного принято решение: сроки с видимостью более 10 км тоже включить в анализ, но исследование проводить отдельно по трем категориям видимости – слабой (более 10 км), умеренной (1–10 км) и сильной (0–1000 м).

В части сроков с мглой видимость не определена. Их количество на некоторых станциях не так уж мало и может достигать 35 % (Ербогачен). Но напрасно было бы предполагать, что главный вклад в пропусках принадлежит первым десятилетиям, когда наблюдения за видимостью, якобы, еще не были налажены и видимость не определялась. Табл. 3 показывает, что пропуски в определении видимости имеют многолетнюю устойчивость и с годами не убывают. Чтобы прояснить этот вопрос, рассчитаем повторяемость трех градаций видимости по десятилетиям. На этот раз рассмотрим такие категории видимости, как визуальная и инструментальная видимость и отсутствие данных по видимости в архиве (табл.4).

Т а б л и ц а 4

Повторяемость категорий видимости при наличии мглы, %

Категория видимости	Десятилетки XX в., годы							Все- го
	31–40	41–50	51–60	61–70	71–80	81–90	91–00	
Данные отсутствуют	16	2	18	8	3	3	12	7
Инструменталь- ная видимость	0	0	0	31	70	47	27	17
Визуальная видимость	84	98	82	60	27	50	61	76
Всего	100	100	100	100	100	100	100	100

До 1961 г. инструментальных наблюдений не было, видимость определялась визуально или вовсе не определялась. Затем появляется возможность работать по приборам, однако визуальное определение видимости все-таки преобладает, за исключением десятилетки 1971–1980 гг. Что касается пропусков в определении видимости, то они есть во все периоды и даже в самое последнее время составляют 12 %. О причине такого положения дел можно лишь строить предположения. Проверка по Ежемесячнику [3] показала, что при отсутствии видимости в архиве ее нет также и в Ежемесячнике, значит, можно считать, что, по крайней мере, архивные данные соответствуют потоку первичных наблюдений.

Другим доказательством достоверности мглы может считаться код погоды в срок WW. Результаты анализа кодов погоды для летней мглы в совокупности по 17 станциям даны в табл. 5.

В части сроков (6 %) код погоды не указан. Мгла или дым от пожаров (WW=4, WW=5) составляет 82 % от числа случаев с кодами погоды (18564–1182=17382), на долю остальных кодов приходится 18 %. Логично было бы предположить, что при сильной мгле код погоды «мгла» или «дым» преобладают над иными кодами в большей мере, чем при умеренной и слабой мгле. Но оказалось, что это не так. Соотношение между этими двумя группами кодов слабо зависит от интенсивности мглы и сохраняет постоянство даже для тех случаев, когда видимость не определена и, следовательно, интенсивность мглы не известна. Напомним, что таких ситуаций насчитывается 1297, из них в 86 % случаев указаны коды текущей погоды WW=4 или WW=5, остальные 14 % приходятся на другие коды.

Т а б л и ц а 5

Повторяемость категорий погоды в срок (WW)
при наличии мглы

Характеристика	Сроки	Проценты
Пропущено кодов погоды	1182	6
Мгла или дым от пожаров	14217	82
Другие коды погоды	3165	18
Всего	18564	100

Таким образом, анализ качества наблюдений за летней мглой, который выполнен с помощью проверки на сочетание мглы с видимостью, позволяет прийти к выводу, что сроки с мглой имеют два вида нарушений: пропуск данных по видимости и видимость, достаточно хорошую, чтобы не принимать мглу всерьез. Другим фактором, который позволяет считать мглу достоверной, является код текущей погоды WW, который в 82 % случаев тоже дает мглу, а в 18 % случаев иные коды, причем это соотношение примерно одинаково для всех категорий мглы.

Климатические особенности летней мглы на станциях Прибайкалья

Как указано в первом разделе статьи, выбор станций обусловлен наличием длительных рядов срочных наблюдений. В трех административных единицах – Читинской, Иркутской областях и Республике Бурятия – набралось всего 17 станций с длинными рядами срочных наблюдений, по которым во ВНИИГМИ-МЦД сформированы хронологические архивы [1]. В результате получилась довольно редкая сеть станций, охватывающая регион, протянувшийся на 12 градусов широты и 22 градуса долготы, что составляет в километрах более 1000 с севера на юг и около 800 – с запада на восток.

Естественно, что вначале необходимо убедиться в том, насколько мгла характерна для разных станций. Но прежде полезно напомнить о том, что с 1 января 1966 г. вся сеть метеостанций Гидрометслужбы перешла от 4-разовых к 8-разовым наблюдениям в сутки. Количество сроков изменилось, и ряды наблюдений, если они выражены в количестве срочных данных, с этого момента

стали неоднородными. Но если от количества сроков перейти к дням с мглой, то можно получить примерно однородные ряды, хотя полной однородности достичь не удастся. Днем с мглой считался день, в котором мгла была отмечена хотя бы в одном из сроков. Их количество по двум частям ряда для каждой метеостанции приведено в табл. 6.

Т а б л и ц а 6

Количество сроков и дней с атмосферной мглой по периодам

Станция	До 1966 г.		После 1966 г.		Всего	
	сроков	дней	сроков	дней	сроков	дней
Ербогачен	728	354	576	126	1304	480
Нижнеудинск	364	231	44	17	408	248
Витим	841	408	760	162	1601	570
Киренск	550	274	407	106	957	380
Бодайбо	811	371	833	201	1644	572
Чара	1118	448	684	152	1802	600
Жигалово	332	171	397	115	729	286
Троицкий прииск	498	245	89	31	587	276
Баргузин	2270	943	240	48	2510	991
Могоча	921	426	463	149	1384	575
Иркутск	646	493	211	130	857	623
Чита	504	275	659	286	1163	561
Сретенск	402	175	481	153	883	328
Улан-Удэ	562	376	137	41	699	417
Кяхта	428	198	148	39	576	237
Кыра	377	176	198	65	575	241
Борзя	724	371	161	61	885	432
Сумма	12076	5935	6488	1882	18564	7817
Проценты	65	76	35	24	100	100

Цифры свидетельствуют, что мгла в Прибайкалье – нередкое явление, но время, когда мгла была обычным явлением, осталось в прошлом: до 1966 года число дней с мглой в сумме было в три
178

раза больше, чем после этой даты. Число сроков с мглой уменьшилось в два раза, несмотря на то, что их суточное количество в соответствии с изменившейся программой наблюдений стало больше в два раза.

После 1965 г. количество сроков составляет от 44 до 833, а количество дней на разных станциях – от 17 до 286. Более всего страдают от мглы в этот период Витим, Бодайбо, Чара, Могоча, Чита, Сретенск. Баргузин имеет больше всего сроков с мглой за весь период, но в следующем разделе будет показано, что высокие цифры зачастую связаны со слабой мглой, при которой видимость была не ниже 10 км.

Если мгла вызвана лесным или торфяным пожаром, то она, скорее всего, держится в воздухе довольно устойчиво, и эту устойчивость можно оценить, рассчитав по срочным данным количество дней с разным количеством сроков с мглой. Если мгла наблюдалась всего один раз за сутки, то, значит, она возникла случайно и быстро рассеялась (группа 1). Более устойчивая мгла продержится 2–3 срока до 1966 г. или 2–7 сроков после 1965 г. (группа 2). Наконец, если мгла держится целый день, то такой день включался в группу 3. В табл. 7 приведено для каждой станции количество дней в абсолютном выражении и в процентах по трем группам дней в сумме за весь ряд лет.

Количество дней с 1 сроком (колонка 1) или с 2–3, 2–7 сроками (колонка 2) примерно одинаково и значительно больше, чем число полных дней с мглой (колонка 3). Но есть и аномальные станции: так, в Чаре и Баргузине количество ситуаций с мглой, упорно держащейся весь день, достигает 25 %. Но есть и другие станции, на которых мгла чаще всего сгущается лишь на короткое время, – Нижнеудинск, Иркутск, Улан-Удэ, а дни с устойчивой мглой являются исключением.

В заключение данного раздела вернемся к трем категориям видимости и рассмотрим внутригодовое распределение мглы при температуре воздуха выше 0 °С. Это даст возможность установить наиболее опасное время года, когда интенсивная мгла наиболее вероятна (табл. 8).

Данные свидетельствуют, что мгла при температуре выше 0 °С возникает в любом месяце с марта по ноябрь, но наиболее часто сильная мгла бывает в июле–августе, умеренная – в мае, июле и августе, слабая мгла одинаково вероятна в любом из месяцев

Т а б л и ц а 7

Количество дней с разным числом сроков с мглой (число случаев/%)

Станция	Номер группы дней		
	1	2	3
Ербогачен	162 / 34	249 / 52	69 / 14
Нижнеудинск	164 / 66	67 / 27	17 / 7
Витим	188 / 33	290 / 51	92 / 16
Киренск	145 / 38	179 / 47	56 / 15
Бодайбо	182 / 32	283 / 49	107 / 19
Чара	132 / 22	317 / 53	151 / 25
Жигалово	110 / 38	144 / 50	32 / 11
Троицкий прииск	118 / 43	126 / 46	32 / 12
Баргузин	315 / 32	405 / 41	271 / 27
Могоча	197 / 34	297 / 52	81 / 14
Иркутск	455 / 73	163 / 26	5 / 1
Чита	278 / 50	244 / 43	39 / 7
Сретенск	101 / 31	183 / 56	44 / 13
Улан-Удэ	264 / 63	138 / 33	15 / 4
Кяхта	92 / 39	99 / 42	46 / 19
Кыра	88 / 37	116 / 48	37 / 15
Борзя	188 / 44	204 / 47	40 / 9
Всего	3179 / 41	3504 / 45	1134 / 15

Т а б л и ц а 8

Количество сроков с атмосферной мглой
при температуре воздуха выше 0 °С по месяцам

Видимость	Месяцы									
	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Сумма
0 – 1000 м	3	17	97	36	421	455	35	29	–	1093
1 – 10 км	77	399	1840	944	3273	2395	510	411	22	9871
Более 10 км	15	455	1474	1216	1445	1187	382	123	6	6303
Видимость не определена	–	30	120	211	446	410	61	19	–	1297
Всего	95	901	3531	2407	5585	4447	988	582	28	18564

с мая по август. Еще одна особенность, относящаяся к качеству данных, состоит в том, что видимость при мгле в архиве может отсутствовать даже в самые «светлые» месяцы года – с июня по август. Возможно, что этот факт связан с отсутствием ночных ориентиров. В этом случае в ночное время отсутствие видимости будет преобладать. Чтобы прояснить этот вопрос, рассмотрим, как распределены градации видимости по времени суток (табл.9).

Т а б л и ц а 9

Количество сроков с мглой по временам суток
(число случаев/%)

Видимость	Ночь	Утро	День	Вечер	Сумма
Менее 10 км	2479 / 23	2422 / 22	3624 / 33	2445 / 22	10970 /100
Более 10 км	767 / 12	1601 / 25	2133 / 34	1802 / 29	6303 /100
Видимость не определена	806 / 62	139 / 11	149 / 12	197 / 15	1291 /100
Сумма	4052 / 22	4162 / 22	5906 / 32	4444 / 24	18564 /100

Данные таблицы позволяют сделать несколько выводов, и первый из них состоит в том, что мгла наблюдается в любое время суток примерно с одинаковой частотой с небольшим преобладанием дневных сроков (последняя строка таблицы). При этом видимость менее 10 км, которая является «правильной» для мглы, преобладает в течение всех суток над «неправильной» видимостью (более 10 км). Второй вывод касается строки «видимость не определена», в которой указано, что удельный вес ночных сроков достиг 62 % среди других времен суток, что, возможно, связано с временным или постоянным отсутствием ночных ориентиров.

Обратимся теперь к «неправильной» видимости, повторяемость которой составляет не менее 1/3. Ночью отмечается минимальное количество мглы с видимостью более 10 км, а днем – максимум. Попробуем разобраться в этой особенности. Если мгла ухудшает видимость незначительно, то вроде бы получается, что ночью слабую мглу с видимостью более 10 км определить невозможно. Однако табл. 9 ясно показывает, что слабая мгла ночью наблюдается хотя и реже в два раза, чем днем, но все-таки составляет немалую долю от всех сроков со слабой мглой. Можно догадаться,

что это происходит в тех случаях, когда мгла устойчиво держится в течение всех суток, и, логически рассуждая, наблюдатели интерполируют ее в промежуток между вечерним и утренним «светлым» сроками с мглой, когда помутнение воздуха хорошо заметно.

Особенности многолетнего распределения летней мглы

В данном разделе рассматривается многолетняя изменчивость количества дней и сроков с мглой разной интенсивности. В табл. 10 представлена информация о количестве сроков с сильной, умеренной и слабой мглой по годам. Далее дана общая сумма сроков с мглой, включая и те сроки, когда видимость не определена. В последнем столбце приведено количество дней за год. Все цифры обобщены по 17 станциям за все месяцы при условии, что температура воздуха была выше 0 °С.

В итоговых строках дается сумма за все годы и процентное соотношение количества сроков с мглой разной интенсивности, причем проценты вычислены в пределах суммы сроков с видимостью (17267). В многолетнем ходе указанных параметров обнаруживается ряд немаловажных особенностей. Во-первых, до 1948 г. мгла наблюдалась намного чаще, чем в более поздние годы, а самую существенную долю в количестве сроков составляла слабая мгла. Число дней за год до 1948 г., как правило, составляло более 200, рекордным же был 1943 г. – 1614 сроков, 669 дней,

Т а б л и ц а 10

Количество сроков и дней с мглой по годам по 17 станциям

Год	Число сроков с мглой			Всего	
	сильной	умеренной	слабой	сроков	дней
1936	14	85	277	406	223
1937	10	89	426	541	267
1938	9	75	298	483	285
1939	2	100	460	737	384
1940	0	111	339	553	301
1941	1	116	454	571	304
1942	4	124	531	659	295
1943	102	737	766	1614	669
1944	29	297	647	977	409

Продолжение табл. 10

Год	Число сроков с мглой			Всего	
	сильной	умеренной	слабой	сроков	дней
1945	3	49	317	408	199
1946	8	209	324	547	251
1947	50	497	368	920	397
Сумма	232	2489	5207	8416	3984
%	3	31	66	—	51
1948	6	94	134	238	134
1949	0	48	51	102	61
1950	25	277	261	627	287
1951	0	51	53	118	70
1952	0	29	24	59	43
1953	13	169	82	323	170
1954	19	463	48	632	297
1955	5	167	14	231	121
1956	0	26	1	31	22
1957	0	88	25	143	95
1958	5	199	13	284	154
1959	0	158	5	198	105
1960	0	15	1	16	15
1961	0	27	5	34	33
1962	27	123	17	194	98
1963	8	181	28	256	124
1964	2	47	13	66	51
1965	1	69	19	108	71
1966	0	149	8	163	75
1967	3	370	26	423	153
1968	12	131	7	160	62
1969	5	175	6	199	58
1970	31	187	6	236	67
1971	28	91	9	129	32
1972	25	210	2	244	85
1973	3	53	2	58	16

Окончание табл. 10

Год	Число сроков с мглой			Всего	
	сильной	умеренной	слабой	сроков	дней
1974	0	12	0	14	10
1975	0	24	1	25	14
1976	4	56	1	65	41
1977	0	32	1	34	27
1978	10	160	2	182	68
1979	58	409	1	473	116
1980	0	37	0	42	19
1981	0	132	3	136	46
1982	0	2	0	2	1
1983	0	1	0	1	1
1984	1	53	1	55	25
1985	403	1254	2	1720	309
1986	103	656	27	793	204
1987	11	313	15	342	115
1988	0	18	0	18	13
1989	0	14	0	14	11
1990	0	128	5	147	58
1991	0	8	3	12	7
1992	0	34	4	42	13
1993	3	59	21	90	35
1994	32	93	28	179	44
1995	0	3	0	3	3
1996	1	175	45	260	75
1997	4	19	4	31	12
1998	13	70	48	137	42
1999	0	6	19	30	11
2000	0	17	5	29	14
Сумма	861	7382	1096	10148	3833
%	9	79	12	—	49
Сумма	1093	9871	6303	18564	7817
%	6	57	37	—	100

102 срока с сильной мглой, но в то же время сроки со слабой мглой имели наибольший вес – 766 сроков, что примерно равно сумме сроков с сильной и умеренной мглой.

Поскольку в этот период количество сроков и дней с мглой заметно больше, чем в последующие годы, в таблице подведены отдельные итоги за первые 12 лет, за последующие 53 года и за все годы вместе, причем в процентах дано соотношение количества сроков с мглой разной интенсивности, а количество дней выражено в процентах от общего числа дней – 7817, принятого за 100 %.

Начиная с 1948 г. количество дней с мглой уменьшается и происходит перераспределение: наибольший вес приобретают сроки с умеренной мглой, слабая мгла отмечается редко. Следует помнить, что с 1 января 1966 г. количество срочных наблюдений за сутки удвоилось, поэтому правильно будет анализировать изменчивость в числе сроков по двум частям ряда: до 1966 г. и после. Что касается количества дней, то оно представляет собой однородный ряд за весь период и может служить показателем многолетних вариаций, однако придется и здесь ввести ограничение. Оно связано с тем, что до 1948 г. слабая мгла преобладала, а следовательно, и число дней увеличено за счет слабой мглы. Очевидно, что эту часть ряда нельзя рассматривать наравне с остальными годами, данные за первые 12 лет следует отделить. Среди оставшихся лет мгла распределена крайне неравномерно: в 1982–1983 гг. наблюдался всего один день с мглой, в то время как в 1950, 1954, 1985 и 1986 гг. было по 200–300 дней с мглой. Наивысшие показатели имеет 1985 г., когда было 403 срока с сильной и 1254 срока с умеренной мглой.

Заканчивая обзор особенностей многолетнего распределения мглы, приведем статистические характеристики суммы дней за год (конечно, при условии, что температура была выше 0 °С) по каждой станции. В табл. 11 даны статистики соответствующих станционных рядов, из которых удалены первые 12 лет как резко неоднородные.

Цифры свидетельствуют, что в течение 53 лет мгла на станциях наблюдалась далеко не каждый год. Об этом говорит первая колонка таблицы. Количество лет хотя бы с одним днем с мглой, помещенное в этой колонке, составляет от 16 до 38 лет. Во второй колонке дана сумма дней с мглой за 1953–2000 гг., которая в последней строке таблицы суммирована по станциям.

Т а б л и ц а 11

Многолетние статистические характеристики
суммы дней с мглой, 1948–2000 гг.

Станция	Число лет	Сумма	Среднее	Стандартное отклонение	Максимум	Асимметрия	Экссесс
Ербогачен	28	237	8	8	34	1,79	3,79
Нижнеудинск	20	120	6	8	31	2,34	5,57
Витим	27	272	10	10	49	2,40	7,99
Киренск	28	226	8	8	32	1,54	2,16
Бодайбо	36	393	11	10	54	2,26	7,48
Чара	30	269	9	11	52	2,54	7,73
Жигалово	36	230	6	7	26	1,74	2,24
Троицкий прииск	24	121	5	6	24	2,24	5,12
Баргузин	27	206	8	9	39	2,09	4,20
Могоча	33	306	9	10	42	1,93	3,88
Иркутск	37	413	11	9	27	0,22	-1,29
Чита	38	333	9	9	40	1,89	3,45
Среденск	29	237	8	7	22	0,61	-0,94
Улан-Удэ	29	172	6	6	22	1,48	1,98
Кяхта	16	84	5	4	13	0,83	-0,81
Кыра	30	117	4	3	15	1,56	2,51
Борзя	21	97	5	4	21	2,85	10,24
Сумма/ среднее	489	3833	8	8	32	1,78	3,84

Если сравнить полученную цифру 3833 с аналогичными итогами табл. 10, то приходим к выводу, что за первые 12 лет число дней с мглой было больше, чем в предстоящие 53 года ($7817 - 3833 = 3984$ дня), но как показано выше, это число составлено в основном сроками со слабой мглой.

Сумма дней с мглой ведет себя как типичная величина с положительным распределением. Среднее число дней составляет не более 11, а стандарт близок к среднему. Асимметрия рядов всегда больше 0, что означает, что наиболее частое значение (мода) мень-

ше среднего. Экссесс даст нам оценку крутости распределения: чем выше его положительные значения, тем плотнее ложатся члены ряда вокруг среднего, а в данном случае – по-видимому, вокруг моды.

Распределение температуры, влажности и ветра

Исходя из общепринятых представлений можно ожидать, что метеорологические условия, сопровождающие атмосферную мглу, могут оказывать на нее какое-то воздействие, например, усиливать ее в жаркую и тихую погоду и ослаблять в холодную и дождливую. Чтобы в этом убедиться, рассмотрим, какие значения температуры, относительной влажности, скорости и направления ветра сопровождают мглу.

Мгла разделена на четыре категории в зависимости от видимости. Количество сроков с сильной, умеренной и слабой мглой дано в табл. 10. К последней категории отнесено 1297 сроков с отсутствием данных по видимости.

Можно было ожидать, что мгла чаще возникает в сухую и жаркую погоду, т. к. именно в этих условиях повышается горимость. Однако оказалось, что наиболее часто температура во время мглы находится в пределах 10–20 °С для всех категорий видимости и с одинаковой частотой она может быть выше или ниже этого диапазона (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Повторяемость градаций температуры
при наличии мглы, %

Видимость	Градации температуры воздуха, °С		
	0–10	10–20	> 20
0 – 1000 м	24	61	16
1 – 10 км	24	48	28
Более 10 км	23	45	32
Видимость не определена	27	54	19

Так же обстоит дело с относительной влажностью. Если обратиться к повторяемости относительной влажности по

градациям, опубликованной в Справочнике по климату [7], то можно видеть, что распределение относительной влажности при мгле ничем не отличается от ее многолетнего распределения (табл. 13). Наибольшей повторяемостью при мгле отличается диапазон 40–80 %. Невозможно отметить никакого преобладания «сухой» погоды при мгле, в отличие от многолетнего распределения влажности, т.к. градация влажности 80–100 % преобладает над градацией 0–40 %, точно так же, как она преобладает в общем распределении. И точно так же указанные особенности сохраняются неизменными для любой мглы – слабой или сильной.

Т а б л и ц а 13

Повторяемость градаций относительной
влажности при наличии мглы, %

Видимость	Градации влажности, %			
	0–40	41–80	81–100	Пропущено
0 – 1000 м	9	48	42	1
1 – 10 км	21	53	24	2
Более 10 км	29	50	16	5
Видимость не определена	14	41	43	2

Переходя к ветровым условиям, заметим, что в Справочнике [6] опубликованы розы ветров по восьми румбам и распределение скоростей по градациям, с которыми можно сравнить распределение скорости и направления ветра при мгле, полученное в данной работе. Для любой станции в скоростях ветра преобладает штиль, а если обобщить повторяемость скоростей от 0 до 5 м/с, то получится, что около 90 % всех случаев придется на долю этого диапазона. Аналогично распределены скорости при мгле: ветер быстрее 5 м/с бывает редко, не чаще чем в 10 % всех случаев с мглой, а остальные ситуации с мглой протекают при скоростях от 0 до 5 м/с (табл. 14).

Теперь о направлении ветра. В Прибайкалье в любом из месяцев роза ветров вытянута или с запада на восток или с северо-запада на юго-восток, за исключением тех случаев, когда преобладающие ветры меняют свое направление под действием местных условий, и тогда роза ветров вытягивается с севера на юг. Во время мглы каких-либо отклонений от этого правила заметить не удастся.

Т а б л и ц а 14

Повторяемость градаций скорости ветра
при наличии мглы, %

Видимость	Градации скорости, м/с		
	0 – 5	> 5	Пропущено
0 – 1000 м	95	5	–
1 – 10 км	92	7	0
Более 10 км	83	15	2
Видимость не определена	92	6	3

Таким образом, единственный вывод, который можно сделать по распределению температуры, относительной влажности, скорости и направления ветра, заключается в том, что метеорологические условия, сопровождающие мглу, являются самыми обычными, характерными для Прибайкалья в теплое время года. Расчеты повторяемости показали, что метеорологические условия не оказывают очевидного влияния на возникновение мглы. Чтобы в этом окончательно убедиться, обратимся к анализу мглы в течение пяти указанных выше аномальных лет.

Ситуации с аномально частой мглой в теплое время года

Как показано выше, на фоне ежегодных сумм дней с мглой выделяются пять лет, когда мгла устойчиво держалась в течение теплого периода года. Так было в 1943, 1950, 1954, 1985 и 1986 гг. В табл. 15 даны некоторые характеристики этих лет, в том числе количество станций с числом дней N более пяти за год, а также сумма сроков с мглой разной интенсивности и сумма дней с мглой независимо от ее интенсивности.

Указанные выше годы действительно являются аномальными по количеству сроков и дней с мглой. За пять лет количество сроков составило 29 % от общей суммы сроков за 65 лет, аналогичная доля дней за те же годы достигла 22 %.

Процентное соотношение между сроками с мглой показывает, что в аномальные годы преобладает умеренная мгла (66 %). Сильная мгла, т.е. мгла, понижающая видимость до 1 км и менее, составляет 13 %. Сумма дней с мглой любой интенсивности составила

Т а б л и ц а 15

Количество сроков и дней с мглой в аномальные годы

Год	Число сроков с мглой			Сумма		Количество станций с N > 5
	сильной	умеренной	слабой	сроков	дней	
1943	102	737	766	1614	669	13
1950	25	277	261	627	287	14
1954	19	463	48	632	297	15
1985	403	1254	2	1720	309	15
1986	103	656	27	793	204	11
Сумма	652	3387	1104	5386	1766	—
%	13	66	21	—	—	—

за пять лет 1766, однако в каждом из аномальных лет в Прибайкалье были станции, на которых мглы не было вовсе или же она наблюдалась не более пяти раз за год. Если обратиться к пространственному распределению суммы дней за год, то можно увидеть, какие районы были охвачены мглой чаще всего. На рисунке приведено расположение 17 метеостанций и даны сведения по сумме дней за год для трех аномальных лет – 1943, 1954 и 1985 гг.

Естественно ожидать, что по площади мгла распределена неравномерно, поскольку она является местным явлением, но все-таки общая картина распределения по пространству говорит о том, что в аномальные годы мгла характерна для всего региона. В 1943 г. 13 станций отметили за год от 5 до 124 дней с мглой, в 1954 г. те же цифры на 15 станциях составили от 4 до 39 дней, в 1985 г. – от 6 до 49. В эти годы мгла в основном наблюдалась в двух летних месяцах – июле и августе и чаще всего была умеренной (табл. 16).

Но и в других месяцах мгла отмечена в немалом количестве сроков. С апреля по июнь количество сроков с мглой постепенно нарастало, а в июле достигло максимума в 2413 сроков.

Рассмотрим более подробно ситуацию, сложившуюся в 1985 г., когда в июле и августе мгла наблюдалась 1598 раз (сроков) в сумме по всем станциям (табл. 17). Значения элементов – скорости ветра, температуры воздуха и относительной влажности осреднены по срокам с мглой за два указанных месяца.

Т а б л и ц а 16

Повторяемость месяцев года в течение пяти аномальных лет, %

Видимость	Месяцы								Сумма
	3	4	5	6	7	8	9	10	
0 – 1000 м	–	6	15	16	306	271	17	21	652
1 – 10 км	2	55	298	331	1706	749	149	96	3387
Более 10 км	–	72	197	249	288	230	49	19	1104
Видимость не определена	–	–	8	40	113	78	3	1	243
Всего	2	133	518	636	2413	1328	218	137	5386

Но и в других месяцах мгла отмечена в немалом количестве сроков. С апреля по июнь количество сроков с мглой постепенно нарастало, а в июле достигло максимума в 2413 сроков.

Рассмотрим более подробно ситуацию, сложившуюся в 1985 г., когда в июле и августе мгла наблюдалась 1598 раз (сроков) в сумме по всем станциям (табл. 17). Значения элементов – скорости ветра, температуры воздуха и относительной влажности – осреднены по срокам с мглой за два указанных месяца.

За 31 день каждого месяца метеорологические наблюдения производились 248 раз на одной станции, что за два месяца составило 496 раз. Зная это число, можно оценить, насколько устойчивой была мгла на отдельных станциях. Чаще всего она наблюдалась на станциях Витим, Киренск, Бодайбо, Чара, Жигалово. Скорость ветра во время мглы была близка к штилю, за исключением Витима, где средняя скорость составила 3 м/с. Температура в основном не превышала 15–20 °С, относительная влажность находилась в пределах 60–80 %. Таким образом, даже в самый аномальный год метеорологические элементы во время мглы находились в пределах, близких к средним климатическим.

Выводы

В статье анализируются многолетние климатические особенности атмосферной мглы на 17 станциях Прибайкалья за 1936–2000 гг., а также состояние таких элементов, как видимость, ветер, температура и влажность воздуха во время мглы, образовавшейся при температуре выше 0 °С.

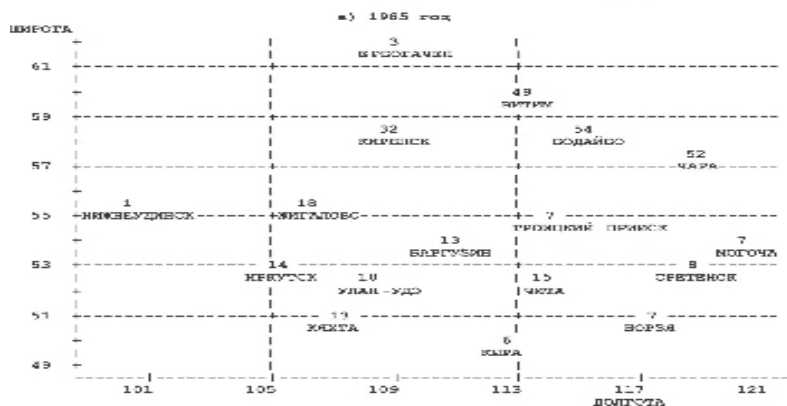
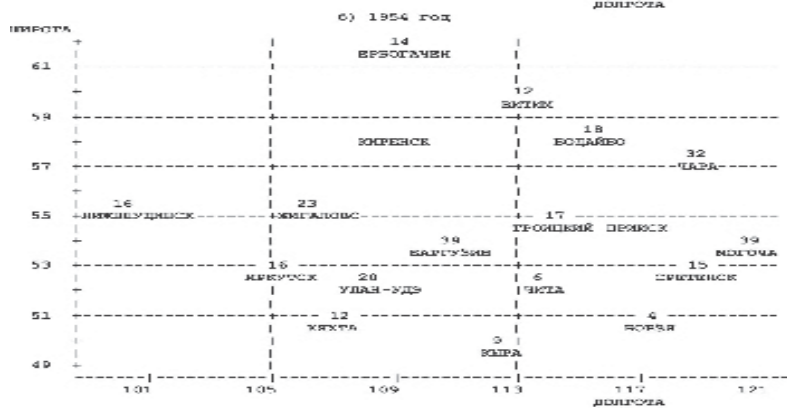
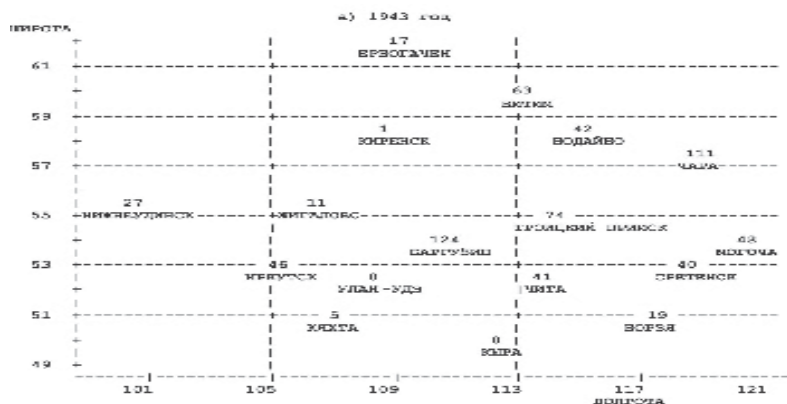


Рис. Сумма дней с мглой за год

Т а б л и ц а 17

Характеристики мглы в июле и августе 1985 г.

Станция	Число сроков	Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С	Относительная влажность, %
Ербогачен	15	0	7	88
Нижнеудинск	3	2	24	58
Витим	271	3	16	69
Киренск	191	2	16	69
Бодайбо	285	1	17	70
Чара	271	1	15	68
Жигалово	113	0	17	75
Троицкий прииск	26	1	15	66
Баргузин	83	1	18	79
Могоча	21	1	20	59
Иркутск	34	2	20	71
Чита	69	2	17	81
Сретенск	33	1	20	70
Улан-Удэ	62	2	18	73
Кяхта	68	1	17	72
Кыра	32	1	16	70
Борзя	21	2	18	73
Всего	598	—	—	—

Показано, что количество месяцев, по которым в архиве наблюдения полностью отсутствуют, не превышает 5 %, но при наличии вектора наблюдений в нем могут отсутствовать данные по видимости, коду текущей погоды, относительной влажности. Реже всего пропущены данные по температуре воздуха. Пропуски данных по видимости во время мглы, которая является показателем ее интенсивности, на отдельных станциях могут достигать 35 % от суммы сроков с мглой, причем эти досадные пробелы имеются в архиве не только в начальные годы, но обнаруживаются в течение всего ряда лет с одинаковой частотой.

Количество сроков с мглой в сумме по всем станциям составило 18564, количество дней, когда мгла была отмечена хотя бы в один из сроков, достигло 7817.

Наиболее часто мгла возникала в период 1936–1947 гг., но основная доля в этот период принадлежит мгле при видимости более 10 км. Устойчивость мглы в течение суток невелика – на долю дней, когда она отмечена во все метеорологические сроки, приходится 15 %. В июле и августе количество сроков с мглой наиболее велико, а в течение суток максимум повторяемости мглы приходится на дневное время (32 %).

В течение 1936–2000 гг. атмосферная мгла возникала ежегодно, но с годами это явление становится более редким. Максимальное количество сроков с мглой было в 1943, 1950, 1954, 1985 и 1986 гг. В распределении скорости и направления ветра, температуры и влажности воздуха во время мглы не было обнаружено никаких отличий от средней многолетней распределения этих величин.

Список литературы

1. Разуваев В.Н., Апасова Е.Г., Мартуганов Р.А. Шести- и трехчасовые метеорологические наблюдения по данным 223 станций СССР // NDP-048, ORNL/CDIAC-66. – 1995. – 69 с.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3, часть 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 300 с.
3. Метеорологический ежемесячник, часть 1. – 1961–2000. – № 1–12.
4. Код для составления ежедневных метеорологических телеграмм на сухопутных станциях КН-01. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 90 с.
5. Апасова Е.Г. Климатические характеристики атмосферной мглы в Нечерноземной зоне по данным за 1936–2000 гг. // Труды ВНИИГМИ-МЦД.– Обнинск, 2003.– Вып. 171.– С. 108–126.
6. Справочник по климату СССР. Часть 3. Ветер. Вып. 22,23. – Л.: Гидрометеиздат, 1967.
7. Справочник по климату СССР. Часть 4. Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. Вып. 22,23. – Л.: Гидрометеиздат, 1968.

ПАРАМЕТРЫ АТМОСФЕРНОЙ МГЛЫ В МОСКВЕ И МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ В 1966–2000 гг.

Постановка задачи

Метеорологическое явление «атмосферная мгла» определяется как сплошное помутнение воздуха из-за наличия в нем частиц пыли, дыма, гари от лесных или торфяных пожаров [4]. Указанные причины возникновения мглы предполагают ее локальный характер и кратковременность. Возможно, в связи с этим статистические характеристики мглы до сих пор не освещены в метеорологической литературе. Однако не всегда мгла так эфемерна, как этого можно ожидать. В истории метеорологических наблюдений известны отдельные сезоны с жаркой и сухой погодой и упорным наличием мглы на значительных пространствах. Такие ситуации складываются при лесных и торфяных пожарах.

В [1] показано, что в Нечерноземной зоне мгла является хотя и не очень частым, но все-таки неприятным явлением, особенно когда она долго держится в воздухе при отсутствии его заметного движения. Задача данной статьи – продолжить изучение мглы в этом регионе на основе данных по Москве и Московской области и осветить такие аспекты проблемы, как полнота и качество данных, статистические характеристики мглы и таких сопутствующих ей элементов, как ветер, видимость, температура и влажность воздуха.

Исходные данные

Анализ проводился по данным 21 метеостанции за 1966–2000 гг., хранящимся в Госфонде ВНИИГМИ-МЦД [5]. Длительность рядов ограничена 1 января 1966 г., когда начались круглосуточные метеорологические наблюдения с интервалом в три часа. Годом последнего наблюдения является 2000 год. В течение этого периода часть данных для некоторых станций отсутствует. Причины отсутствия могут быть самыми разными: от официального прекращения наблюдений до их потери в процессе архивации, но, независимо от причины, отсутствие данных

является важным параметром, влияющим на степень доверия к результатам по той или иной станции.

В табл. 1 представлен год первого и последнего наблюдения, количество лет с наблюдениями, количество произведенных наблюдений и оценка в процентах этого количества по отношению к максимально возможному, которое за 1966–2000 гг. с учетом високосных лет составляет $((2000-1966+1) \times 365+9) \times 8 = 102272$. Эта цифра является базовой для характеристики полноты рядов.

Исходный материал отличается заметным разнообразием в смысле начала и конца наблюдений и длительности рядов. Часть станций производила наблюдения в течение 10–12 лет в самом начале периода (Ленино-Дачное, Немчиновка). Дмитров и Крылатское имеют наблюдения за 7 и 12 лет в середине периода. Станции им. Небольсина и Лосиноостровская наблюдали в течение 22–23 лет, а затем закрылись. Самыми полными являются шесть станций – Коломна, Можайск, Павловский Посад, Ново-Иерусалим, а в Москве – станции ВДНХ и Обсерватория МГУ.

Из всего массива срочных наблюдений были выбраны только те вектора, в которых атмосферная мгла была зарегистрирована в группе наличия явлений в срок производства наблюдений. Всего выбрано 3930 векторов, и все дальнейшие выводы получены на основе этой выборки. Достоверность данных проверялась путем сверки с данными Ежемесячника [3], в котором есть таблица «Атмосферные явления. Число дней за месяц». Таблица дает возможность проверить не сами срочные данные, а только их обобщенные за месяц характеристики. Проверка показала, что в основном наблюдения, выбранные с технических носителей Госфонда, соответствуют опубликованным в Ежемесячнике в каждом из месяцев, в том числе зимних, что особенно важно, т.к. мгла в холодное время года встречается нечасто. Таким образом, можно сделать вывод, что даже редкие ситуации в данных Госфонда отражены верно.

В процессе исследования использовались и другие критерии контроля достоверности данных, такие, как код текущей погоды и горизонтальная дальность видимости. Стандартные метеорологические наблюдения на станциях и их кодировка содержат некоторый избыток информации, что позволяет их контролировать на взаимную согласованность. Так, например, наличие мглы отражается не только в соответствующей группе явлений, но и в коде текущей погоды [2]. Если на станции или в ее окрестностях сгустилась мгла, но одно-

Т а б л и ц а 1

Характеристика полноты исходных данных (1966–2000 гг.)

№ п/п	Станция	Год наблюдения		Количество наблюдений	Количество лет	
		перво- го	послед- него		годы	про- центы
1	Волоколамск	1966	2000	100035	35	98
2	Дмитров	1977	1983	20448	7	20
3	Егорьевск, АМСГ	1966	1996	89881	31	88
4	Захарково	1988	2000	37752	13	37
5	Кашира	1966	1997	91297	32	89
6	Клин	1966	1983	52593	18	51
7	Коломна	1966	2000	102025	35	100
8	Ленино-Дачное	1966	1975	14434	10	14
9	Можайск	1966	2000	102272	35	100
10	Москва, Балчуг	1966	2000	75497	35	74
11	Москва, ВДНХ	1966	2000	102034	35	100
12	Москва, им. Михельсона (ТСХА)	1966	1998	90261	33	88
13	Москва, им. Небольсина	1966	1987	63768	22	62
14	Москва, Крылатское	1980	1991	32856	12	32
15	Москва, Лосиноостровская	1966	1988	64205	23	63
16	Москва, Обсерватория МГУ	1966	2000	102272	35	100
17	Наро-Фоминск	1966	2000	101276	35	99
18	Немчиновка	1966	1976	17216	11	17
19	Ново-Иерусалим	1966	1999	98369	34	96
20	Павловский Посад	1966	2000	102272	35	100
21	Серпухов	1966	2000	100312	35	98

временно наблюдаются и какие-нибудь другие явления, то в коде текущей погоды отражается явление с наибольшим кодом в диапозоне от 0 до 99. Но чаще всего мгла наблюдается при отсутствии других явлений, и тогда в коде текущей погоды WW ставится код 4

или 5, что соответствует дыму и мгле. Сведения в табл. 2 рассчитаны для сроков с наличием мглы в группе явлений и отражают код текущей погоды с максимальной повторяемостью. Такими кодами являются «видимость ухудшена из-за дыма» (WW = 4) и «мгла» (WW = 5). Повторяемость этих двух ситуаций при наличии мглы составляет для большинства станций более 80 %.

Т а б л и ц а 2

Наиболее частое состояние погоды
(WW = 4 или WW = 5) при наличии мглы

Станция	Число случаев	Проценты
Волоколамск	39	76
Дмитров	151	99
Егорьевск, АМСГ	150	94
Захарково	14	58
Кашира	243	94
Клин	30	94
Коломна	708	85
Ленино-Дачное	4	80
Можайск	54	90
Москва, Балчуг	287	87
Москва, ВДНХ	74	90
Москва, им. Михельсона	875	84
Москва, им. Небольсина	79	99
Москва, Крылатское	1	50
Москва, Лосиноостровская	65	94
Москва, Обсерватория МГУ	203	49
Наро-Фоминск	15	75
Немчиновка	28	93
Ново-Иерусалим	55	85
Павловский Посад	166	98
Серпухов	46	90

Несмотря на свою тривиальность, этот вывод дает основание считать, что наблюдатели правильно оценивают наличие мглы и

не путают ее с дымкой или туманом. В остальных случаях при наличии мглы в группе явлений в коде текущей погоды отражались такие состояния, как наличие осадков, грозы, дымки, пыли, взвешенной в воздухе.

Как уже упоминалось выше, мгла ухудшает видимость, однако вплоть до 1985 г. ухудшение метеорологической видимости при мгле не считалось обязательным критерием. Мгла фиксировалась по замутнению воздуха при любой видимости, в том числе при обычной. В 1985 г. в Гидрометслужбе был подготовлен новый документ по производству наблюдений, в котором видимость при мгле регламентировалась [4]. Помутнение воздуха отныне должно считаться мглой только в том случае, если дальность видимости менее 10 км. Если видимость равна или выше указанной цифры, то, несмотря на наличие дымных примесей в воздухе, наблюдатель не имеет права фиксировать мглу.

Подобные нововведения в метеорологии всегда приводят к возникновению неоднородности. Чтобы убедиться в том, что начиная с 1985 г. видимость при мгле не превышает установленного предела, рассмотрим повторяемость грааций видимости до 1985 г. и после. Цифры, которые здесь не приводятся, показывают, что видимость более 10 км отмечалась наблюдателями при мгле как до, так и после 1985 г., причем на всех тех метеостанциях, где мгла является нередким явлением. По-видимому, предел, установленный в Наставлении, как-то прошел мимо внимания сетевых работников, поэтому в настоящем исследовании можно считать ряды видимости однородными, вопреки первоначальному предположению.

Итак, исходные данные представляют собой ряды срочных наблюдений в сроки, когда наблюдалась мгла, с сопутствующими значениями других метеозадающих элементов, таких, как температура и влажность воздуха, направление и скорость ветра, дальность видимости, наличие атмосферных явлений. В следующих разделах дан пространственный и временной анализ атмосферной мглы.

Пространственное распределение мглы

Поскольку мгла возникает по локальным причинам, она мало связана в пространстве. В данном разделе пространственные особенности рассматриваются лишь в многолетнем обобщении, что позволяет выявить местности с наибольшей и наименьшей ее повторяемостью. Обратившись к табл. 3, можно установить, как часто метеостанции отмечали мглу в срок наблюдения, сколько было дней, когда мгла держалась круглые сутки, и в какие годы отмечено максимальное количество сроков и дней с мглой.

Т а б л и ц а 3

Количество сроков, неполных и полных дней с мглой,
максимальное количество дней и сроков с мглой за год

Станция	Сроки	Сутки		Максимумы, год	
		полные	неполные	количество сроков	количество дней
Волоколамск	51	18	–	22, 1972	7, 1999
Дмитров	153	79	–	38, 1983	18, 1983
Егорьевск, АМСГ	160	37	5	151, 1972	37, 1972
Захарково	24	12	–	18, 1992	9, 1992
Кашира	259	77	8	154, 1972	32, 1972
Клин	32	10	–	31, 1972	9, 1972
Коломна	835	343	6	267, 1977	113, 1977
Ленино-Дачное	5	5	–	2, 1967	2, 1967
Можайск	60	25	1	36, 1972	11, 1972
Москва, Балчуг	329	113	5	83, 1972	19, 1972
Москва, ВДНХ	82	18	3	75, 1972	17, 1972
Москва, им. Михельсона	1038	379	1	171, 1988	49, 1988
Москва, им. Небольсина	80	18	2	78, 1972	18, 1972
Москва, Крылатское	2	1	–	2, 1989	1, 1989
Москва, Лосино- островская	69	31	–	42, 1972	12, 1967
Москва, Обсерва- тория МГУ	415	162	3	91, 1972	26, 1972
Наро-Фоминск	20	8	–	10, 1972	3, 1975
Немчиновка	30	11	–	29, 1972	10, 1972
Ново-Иерусалим	65	19	–	41, 1972	11, 1972
Павловский Посад	170	36	4	150, 1972	31, 1972
Серпухов	51	28	–	22, 1972	10, 1972

Табличные данные указывают на неравномерное распределение мглы по территории столицы и области. Среди городов Московской области первое место по мгле принадлежит Коломне – 349 дней

с мглой за 35 лет. Далее идут Дмитров, Егорьевск, Павловский Посад, Кашира. На остальных станциях области дней с мглой было намного меньше. Важно подчеркнуть, что указанные метеостанции находятся на востоке. Здесь, в отличие от западной половины области, число дней с мглой гораздо выше.

Что касается территории столицы, то здесь распределение мглы чрезвычайно различно. Рассмотрим схему города и его окрестностей, на которой нанесены данные о количестве дней с мглой в сумме за 35 лет (рисунок).

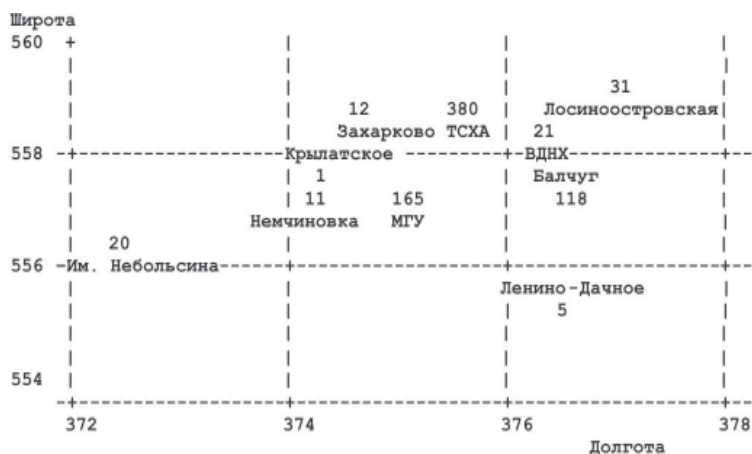


Рис. Количество дней с мглой на десяти метеостанциях г. Москвы и ближайших окрестностей (первая буква названия соответствует местоположению станции)

Резкое различие в числе дней на станциях г. Москвы, расстояние между которыми менее 10 км, возможно, объясняется длительностью рядов. Из десяти станций полные ряды имеют станции ТСХА, ВДНХ, Балчуг и МГУ. Лосиноостровская и им. Небольсина наблюдали в 1966–1988 гг., Немчиновка и Ленино-Дачное имеют ряды длиной не более 11 лет. Наблюдения в Захарково и Крылатском производились в течение 12–13 лет, но в разное время. Ориентирами могут служить первые четыре станции, которые расположены довольно близко друг к другу. Несмотря на это, на ВДНХ число дней намного меньше, чем у близлежащих (ТСХА, МГУ и Балчуг). Кроме того, такой

аномальный по мгле год, как 1972, входит в ряды всех станций, кроме Захарково и Крылатское, тем не менее количество дней с мглой на ВДНХ намного меньше, чем на близлежащих станциях (ТСХА и Балчуг).

Вывод может быть сделан только один – мгла в г. Москве является локальным явлением. Даже когда она имеет адвективное происхождение и выносится ветром с торфяников на востоке области, в столице она рассеивается или устойчиво держится в зависимости от местных условий. Об этом также свидетельствует количество суток с мглой, которые разделены на два разряда – сутки, в течение которых мгла отмечена менее чем в 8 сроках (неполные), и сутки, когда мгла держалась в течение всех 8 сроков (полные). Полных суток гораздо меньше, чем неполных, а на некоторых станциях полных суток не было ни разу.

Табл. 3 содержит информацию о годовых максимумах, т.е. о тех годах, когда сумма сроков или дней с мглой за год была максимальной. На большинстве метеостанций (15 из 21) рекордным по мгле годом является 1972 год. Среди них Кашире принадлежит первое место – 154 срока в 1972 году. Тем не менее эта цифра не является абсолютным максимумом. На двух метеостанциях – Коломне и ТСХА – рекордными были другие годы, в которые мгла отмечалась гораздо чаще, чем в 1972 году.

Календарные особенности возникновения мглы

В какое время года мгла возникает чаще всего? Как будто бы летом. Так ли это, поможет установить табл. 4, которая содержит сумму дней с мглой за каждый месяц. В последней строке даны суммы по всем станциям, а в последнем столбце записана сумма дней с мглой за все месяцы. Напомним, что днем с мглой считается день, когда хотя бы в один из сроков была отмечена мгла.

Первая особенность приведенных цифр заключается в том, что мгла может возникнуть в любое время года. С ноября по март мгла, хоть и редко, но может возникнуть из каких-либо местных источников, но максимальное число дней с мглой бывает в апреле, июле и августе, что говорит о том, что причиной мглы, скорее всего, бывает возгорание высохшей растительности. Неожиданным является относительно малое количество мглы в июне. Но, конечно, в холодное время года мгла возникает гораздо реже, чем в теплое. С октября по март мгла отмечена в 311 днях, а в теплое время – с апреля по сентябрь – почти в четыре раза чаще (1157 дней в сумме по всем станциям).

Т а б л и ц а 4

Сумма дней с мглой по месяцам

Станция	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Волоколамск	1	–	1	–	–	–	3	13	–	–	–	–	18
Дмитров	–	–	3	25	13	4	9	10	9	6	–	–	79
Егорьевск, АМСГ	3	–	1	–	–	–	9	24	4	–	–	1	42
Захарково	–	–	–	–	–	–	5	7	–	–	–	–	12
Кашира	1	–	7	5	4	9	12	30	15	2	–	–	85
Клин	–	–	–	–	–	–	–	9	1	–	–	–	10
Коломна	11	12	31	78	42	31	29	47	38	18	9	3	349
Ленино-Дачное	–	–	–	1	4	–	–	–	–	–	–	–	5
Можайск	1	–	–	9	–	–	–	10	2	2	–	2	26
Москва, Балчуг	2	6	7	26	9	9	18	25	10	4	–	2	118
Москва, ВДНХ	–	–	–	–	1	–	2	16	2	–	–	–	21
Москва, им. Михельсона	6	24	45	80	57	36	31	43	23	24	10	1	380
Москва, им. Небольсина	1	–	–	–	–	–	1	15	3	–	–	–	20
Москва, Крылатское	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1
Москва, Лосино-островская	–	1	–	1	4	–	3	17	1	4	–	–	31
Москва, Обсерватория МГУ	3	11	17	45	22	9	13	30	10	5	–	–	165
Наро-Фоминск	2	–	–	–	–	–	–	2	–	–	3	1	8
Немчиновка	–	–	–	–	–	–	–	11	–	–	–	–	11
Ново-Иерусалим	–	1	–	–	–	1	1	15	1	–	–	–	19
Павловский Посад	–	–	–	–	1	–	6	30	3	–	–	–	40
Серпухов	7	5	3	1	–	–	–	10	1	–	–	1	28
Всего	38	60	115	272	157	99	142	364	123	65	22	11	1468

Многолетний ход суммы дней с мглой иллюстрирует табл. 5, в которой месячные суммы суммируются за год в последнем столбце, а последняя строка содержит суммы за весь период. Все суммы обобщены по 21 станции.

Т а б л и ц а 5

Количество дней с мглой по годам и месяцам
в сумме по 21 станции

Год	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1966	2	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	3
1967	–	–	–	–	9	–	2	7	2	2	–	1	23
1968	–	–	1	–	1	2	–	4	2	–	–	1	11
1969	10	7	2	–	2	–	5	2	–	–	–	1	29
1970	1	2	3	2	1	1	3	3	–	–	–	–	16
1971	–	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	2
1972	1	1	1	–	1	–	15	230	43	–	–	–	292
1973	3	2	6	–	2	6	–	4	–	2	–	–	25
1974	1	1	5	7	1	10	8	2	5	4	–	–	44
1975	–	–	1	2	9	5	1	–	2	1	9	–	30
1976	–	6	6	15	7	5	10	9	16	6	5	2	87
1977	12	11	17	46	18	12	11	9	12	4	1	2	155
1978	–	4	1	21	2	4	5	9	4	1	–	1	52
1979	1	1	3	18	20	9	3	11	2	16	–	1	85
1980	1	1	11	21	2	13	13	2	8	7	1	–	80
1981	–	3	9	6	12	12	22	12	–	–	–	–	76
1982	–	1	5	4	8	1	–	–	3	1	–	–	23
1983	–	–	5	18	14	2	6	6	10	–	2	–	63
1984	2	6	1	34	12	5	1	2	–	2	2	–	67
1985	–	3	6	5	6	–	–	3	2	3	–	–	28
1986	–	6	9	11	3	2	2	4	1	–	–	1	39
1987	4	4	6	3	11	–	–	4	–	12	2	1	47
1988	–	–	12	23	13	7	9	8	3	3	–	–	78
1989	–	–	2	5	–	–	1	1	–	–	–	–	9
1990	–	–	–	–	–	–	2	–	–	–	–	–	2
1991	–	–	2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2
1992	–	–	1	1	–	–	3	21	–	–	–	–	26
1993	–	–	–	4	–	–	–	–	–	–	–	–	4

Окончание табл. 5

Год	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1994	–	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	1
1995	–	–	–	5	1	1	–	–	–	1	–	–	8
1996	–	–	–	4	–	1	–	1	5	–	–	–	11
1997	–	–	–	–	–	–	–	1	–	–	–	–	1
1998	–	–	–	1	–	–	–	1	1	–	–	–	3
1999	–	1	–	10	–	–	19	6	1	–	–	–	37
2000	–	–	–	5	1	1	1	–	1	–	–	–	9
Всего	38	60	115	272	157	99	142	364	123	65	22	11	1468

За истекшие 35 лет мгла отмечалась ежегодно, но были годы всего с одним случаем, и в то же время было несколько лет с весьма заметной повторяемостью мглы. Если выстроить их в порядке убывания суммы за год, то получится такая последовательность: 1972, 1977, 1976, 1979 гг. В каждом из них максимальное число дней с мглой приходится на разные месяцы с апреля по сентябрь. В другие годы число дней с мглой не превышает 80 за год.

Разные станции дают разный вклад в самые «мглистые» годы, на некоторых станциях мгла – редкое явление. Рассмотрим, сколько дней с мглой было на станциях в эти годы (табл. 6).

В течение четырех «рекордных» лет мглу всегда фиксировали всего четыре станции – Коломна, Можайск, Балчуг, МГУ. Остальные станции вносили свой вклад в одном-трех годах из четырех. Еще раз отметим Коломну, как станцию с высокой повторяемостью, уступающую только ТСХА им. Михельсона.

Станция ТСХА характеризуется наибольшей повторяемостью мглы из всех станций, поэтому следует уделить ей особое внимание. К сожалению, данные за 1976 год именно на этой станции отсутствуют в Госфонде и восстановить их не удалось. Этим объясняется, якобы, отсутствие мглы в «рекордный» 1976 год. Если рассмотреть погодичную повторяемость мглы на ТСХА, то можно заметить, что мгла наблюдалась только в течение 17 лет в 1972–1988 гг., когда ежегодно регистрировалось от 9 – в 1978 г. до 49 – в 1988 г. дней с мглой. В остальные годы мглы не было, что не совсем понятно. Кроме того, укажем, что максимальное число дней с мглой здесь было в месяцах апрель – май (80 и 57 соответственно).

Т а б л и ц а 6

Количество дней с мглой по станциям в «рекордные» годы

Станция	1972	1976	1977	1979
Волоколамск	6	–	–	–
Дмитров	–	–	9	8
Егорьевск, АМСГ	37	–	–	–
Кашира	32	8	–	–
Клин	9	–	–	–
Коломна	23	65	113	29
Можайск	11	4	3	2
Москва, Балчуг	19	3	1	4
Москва, ВДНХ	17	–	–	–
Москва, им. Михельсона	19	–	22	37
Москва, им. Небольсина	18	–	–	–
Москва, Лосиноостровская	11	–	–	1
Москва, Обсерватория МГУ	26	7	7	4
Наро-Фоминск	2	–	–	–
Немчиновка	10	–	–	–
Ново-Иерусалим	11	–	–	–
Павловский Посад	31	–	–	–
Серпухов	10	–	–	–
18 станций	292	87	155	85

Распределение видимости, ветра, температуры и влажности

Получив представление о повторяемости мглы в течение 35 лет, перейдем к анализу метеорологических параметров, которые сопровождают мглу, – видимости, скорости и направлению ветра, температуре и влажности. Табл. 7 иллюстрирует распределение сроков с мглой по градациям видимости, а в последней колонке дана сумма сроков, в которых значение видимости отсутствовало в архиве. К сожалению, на пяти из 21 метеостанции эти пропуски есть и наибольшее количество пропусков имеет ряд станции ТСХА – примерно 25 % векторов с мглой хранятся в архиве с пробелами в видимости.

Т а б л и ц а 7

Повторяемость градаций видимости при наличии мглы,
число случаев

Станция	Градации видимости, км					Про- пуски
	0–1	1–2	2–4	4–10	> 10	
Волоколамск	2	0	13	26	10	0
Дмитров	0	0	0	153	0	0
Егорьевск, АМСГ	21	16	28	90	5	0
Захарково	0	0	0	14	10	0
Кашира	1	0	24	226	8	0
Клин	1	3	6	22	0	0
Коломна	10	24	59	694	48	0
Ленино-Дачное	0	0	0	5	0	0
Можайск	3	1	8	47	1	0
Москва, Балчуг	2	8	24	153	59	83
Москва, ВДНХ	0	0	3	10	1	68
Москва, им. Михельсона	2	11	26	678	78	243
Москва, им. Небольсина	4	14	25	37	0	0
Москва, Крылатское	0	0	0	1	1	0
Москва, Лосиноостровская	1	2	10	33	9	14
Москва, Обсерватория МГУ	2	9	76	226	48	54
Наро-Фоминск	0	0	5	15	0	0
Немчиновка	0	6	10	13	1	0
Ново-Иерусалим	0	13	6	41	5	0
Павловский Посад	27	21	35	87	0	0
Серпухов	2	4	9	36	0	0

Если исключить сроки с пропущенной видимостью, то можно оценить повторяемость разных градаций видимости в процентах (табл. 8). Чаще всего видимость при мгле составляет 4–10 км, заметно меньшее число случаев в градациях 2–4 км и 1–2 км. Видимость менее 1 км бывает нечасто, но в Егорьевске, Коломне, Павловском Посаде, по-видимому, густая мгла не является редкостью.

Т а б л и ц а 8

Повторяемость градаций видимости при наличии мглы, %

Станция	Градации видимости, км				
	0–1	1–2	2–4	4–10	> 10
Волоколамск	4	–	25	51	20
Дмитров	–	–	–	100	–
Егорьевск, АМСГ	13	10	18	56	3
Захарково	–	–	–	58	42
Кашира	0	–	9	87	3
Клин	3	9	19	69	–
Коломна	1	3	7	83	6
Ленино-Дачное	–	–	–	100	–
Можайск	5	2	13	78	2
Москва, Балчуг	1	3	10	62	24
Москва, ВДНХ	–	–	21	71	7
Москва, им. Михельсона	0	1	3	85	10
Москва, им. Небольсина	5	18	31	46	–
Москва, Крылатское	–	–	–	50	50
Москва, Лосиноостровская	2	4	18	60	16
Москва, обсерватория МГУ	1	2	21	63	13
Наро-Фоминск	–	–	25	75	–
Немчиновка	–	20	33	43	3
Ново-Иерусалим	–	20	9	63	8
Павловский Посад	16	12	21	51	–
Серпухов	4	8	18	71	–

Наряду с этим, слабая мгла, которая практически не ухудшает видимость, отмечена почти на всех станциях, ее доля иногда составляет половину всех случаев.

Для исследования скорости ветра, сопутствующей мгле, обратимся к табл. 9, содержащей повторяемость градаций скорости ветра через каждые 2 м/с за все месяцы вместе. Оказывается, чаще всего при мгле дует небольшой ветер со скоростью 1–5 м/с. Что касается сильного ветра, то он тоже бывает, но в единичных случаях, для которых повторяемость показана в цифрах. Если в графе стоит про-

Т а б л и ц а 9

Повторяемость градаций скорости ветра, %

Станция	Градации скорости, м/с					
	штиль	1–2	3–5	6–8	9–11	12–14
Волоколамск	12	57	29	2	–	–
Дмитров	10	27	52	7	3	1
Егорьевск, АМСГ	35	28	31	3	3	–
Захарково	8	92	–	–	–	–
Кашира	7	32	49	11	1	0
Клин	13	34	50	3	–	–
Коломна	15	42	35	8	0	–
Ленино-Дачное	20	80	–	–	–	–
Можайск	42	35	22	–	2	–
Москва, Балчуг	28	66	6	–	–	–
Москва, ВДНХ	5	87	9	–	–	–
Москва, им. Михельсона	18	48	31	3	0	0
Москва, им. Небольсина	14	29	53	5	–	–
Москва, Крылатское	–	50	50	–	–	–
Москва, Лосиноостровская	25	52	20	3	–	–
Москва, Обсерватория МГУ	7	57	35	0	–	–
Наро-Фоминск	20	40	35	5	–	–
Немчиновка	33	37	30	–	–	–
Ново-Иерусалим	28	48	22	3	–	–
Павловский Посад	19	54	24	3	1	–
Серпухов	14	53	31	2	–	–

черк, значит, соответствующая градация скорости не наблюдалась ни разу. Если же указан ноль, то это значит, что скорость такой величины наблюдалась, но не часто, а при округлении до целого процента повторяемость составила нулевую величину.

Отметим также, что, в отличие от видимости, данные по скорости ветра в исследуемой выборке не имели пропусков. То же самое относится к данным по направлению ветра, которые будут рассмотрены ниже.

Таким образом, можно считать, что во время мглы чаще всего дует слабый ветер. Какое направление он имеет? Расчет

повторяемости направлений ветра был осуществлен для каждой станции по 16 румбам для двух периодов года: октябрь–апрель и май–сентябрь, но в табл. 10 приведены только те направления, которые имеют максимальную повторяемость. Кроме того, таблица содержит количество сроков с мглой по указанным периодам года в колонке «Количество». В последнем столбце дана сумма сроков, которая совпадает с цифрами первой колонки табл. 3, что свидетельствует о том, что данные по направлению ветра не имеют пропусков.

Направление может быть любым, но в холодное время чаще бывает штиль или ветер, близкий к северному, а в теплое время года появляются направления с восточной составляющей.

Для изучения температуры воздуха, при которой формируется мгла, была рассчитана повторяемость (в %) градаций температуры при наличии мглы. Оказалось, что мгла может возникнуть при любой температуре от -50 до $+40$ °С, но чаще всего температура при мгле бывает от 10 до 30 °С (табл. 11).

Что касается пропущенных данных, то следует с удовлетворением отметить, что данные по температуре воздуха в срок наблюдения их не имеют, и табл. 11 построена по всей совокупности, включающей 3930 векторов наблюдений.

Точно так же не имеют пропусков данные по относительной влажности, распределение которой по градациям дано в табл. 12. Чаще всего влажность при мгле находится в широких пределах — 40 – 80 %. Если же сравнивать между собой две крайние градации, то можно видеть, что мгла возникает при низкой влажности чаще, чем при высокой, что объясняется тем фактом, что в теплое время года влажность в целом ниже, чем в холодное, а повторяемость мглы весной и летом больше, чем зимой.

В целом можно считать, что в распределении температуры и влажности при мгле невозможно обнаружить каких-либо особенностей, отличных от общеклиматических, характерных для Московской области.

Краткие итоги

Основой для создания статьи послужили метеорологические наблюдения на 21 станции г. Москвы и Московской области, по которым в Госфонде хранятся данные за длительный период

Т а б л и ц а 10

Направление ветра с максимальной повторяемостью
при наличии мглы, %

Станция	Октябрь–апрель			Май–сентябрь			Все- го
	Макси- мальная повторяе- мость, %	На- прав- ление	Ко- ли- чест- во	Макси- мальная повторяе- мость, %	На- прав- ление	Ко- ли- чест- во	
Волоколамск	4	С	6	14	С	45	51
Дмитров	20	Ю	63	27	Ю	90	153
Егорьевск, АМСГ	6	С	9	54	Штиль	151	160
Захарково	–	–	–	22	С	24	24
Кашира	12	С	30	29	Ю	229	259
Клин	–	–	–	9	ЮВ	32	32
Коломна	131	С	401	89	Штиль	434	835
Ленино-Дачное	15	ССЗ	1	15	ССЗ	4	5
Можайск	15	ССЗ	22	15	ССЗ	38	60
Москва, Балчуг	38	Штиль	118	55	Штиль	211	329
Москва, ВДНХ	–	–	–	15	ССЗ	82	82
Москва, им. Ми- хельсона	208	С	539	146	С	499	1038
Москва, им. Не- больсина	2	ССЗ	1	18	ЮВ	79	80
Москва, Кры- латское	2	С	2	–	–	–	2
Москва, Лоси- ноостровская	5	Штиль	10	17	В	59	69
Москва, Обсер- ватория МГУ	87	С	201	84	С	214	415
Наро-Фоминск	2	Штиль	10	4	В	10	20
Немчиновка	–	–	–	10	Штиль	30	30
Ново-Иерусалим	1	Штиль	1	19	С	64	65
Павловский Посад	–	–	–	32	Штиль	170	170
Серпухов	23	С	28	21	С	23	51
Всего			1442			2488	3930

Т а б л и ц а 11

Повторяемость градаций температуры воздуха, %

Станция	Градации температуры воздуха, °С					
	-50...-25	-25...0	0...10	10...20	20...30	30...40
Волоколамск	8	2	4	30	53	4
Дмитров	—	—	8	39	47	7
Егорьевск, АМСГ	3	4	8	34	47	7
Захарково	—	—	—	17	83	—
Кашира	—	6	5	35	48	7
Клин	—	—	—	34	47	19
Коломна	—	13	18	34	30	4
Ленино-Дачное	—	—	40	20	40	—
Можайск	10	8	20	31	25	7
Москва, Балчуг	—	11	7	29	45	8
Москва, ВДНХ	—	—	1	22	62	15
Москва, им. Михельсона	—	13	20	30	35	2
Москва, им. Небольсина	—	1	—	39	54	6
Москва, Крылатское	—	—	—	100	—	—
Москва, Лосиноостровская	—	6	1	33	49	10
Москва, Обсерватория МГУ	—	13	9	33	43	3
Наро-Фоминск	5	45	—	10	25	15
Немчиновка	—	—	—	36	50	13
Ново-Иерусалим	—	2	6	40	42	11
Павловский Посад	—	—	8	46	40	6
Серпухов	—	50	4	14	32	2

Полнота данных анализируется в двух аспектах — по наличию векторов срочных наблюдений и по наличию отдельных метеорологических элементов. Всего шесть метеостанций из 21 имеют полные ряды наблюдений за указанный период, на остальных станциях ряды укорочены и иногда составляют всего 7–10 лет. Кроме того, в имеющихся рядах могут быть пропущены значения некоторых элементов, таких, как видимость и код текущей погоды. Данные по скорости и направлению ветра, температуре и влажности пропусков не имели.

Т а б л и ц а 12

Повторяемость градаций относительной влажности, %

Станция	Градации влажности, %		
	0–40	41–80	81–100
Волоколамск	16	71	14
Дмитров	19	81	–
Егорьевск, АМСГ	24	56	20
Захарково	13	79	8
Кашира	25	71	4
Клин	22	56	22
Коломна	11	86	4
Ленино-Дачное	–	100	–
Можайск	10	68	22
Москва, Балчуг	17	78	5
Москва, ВДНХ	30	55	15
Москва, им. Михельсона	12	82	6
Москва, им. Небольсина	24	68	9
Москва, Крылатское	–	100	–
Москва, Лосиноостровская	20	71	9
Москва, Обсерватория МГУ	30	68	1
Наро-Фоминск	20	60	20
Немчиновка	27	60	13
Ново-Иерусалим	23	42	35
Павловский Посад	14	58	28

Вектора наблюдений, содержащие указания на наличие мглы, подвергались контролю по двум параметрам – метеорологической дальности видимости, которая при мгле должна находиться в определенных пределах, и коду текущей погоды WW, фиксирующему наличие мглы или дыма одновременно с мглой, отмеченной в группе явлений.

Мгла распределена по территории г. Москвы и области крайне неравномерно. Чаще всего она возникает на востоке области, а на территории столицы рекордное число дней с мглой принадлежит станции им. Михельсона (ТСХА).

На каждой из станций мгла может возникнуть в любое время года, но ее повторяемость в период с апреля по сентябрь почти в четыре раза выше (1157 дней), чем в остальное время года (311 дней). Апрель, июль и август являются месяцами с наибольшим числом дней с мглой. За весь период на 21 станции найдено 3930 срочных наблюдений, в которых зафиксирована мгла. Чаще всего мгла держится неполный день и очень редко наблюдается в течение всего дня. Количество дней, в которых мгла отмечена хотя бы в один срок, составляет 1468.

За истекшие 35 лет мгла отмечалась ежегодно, но были годы всего с одним случаем и в то же время было несколько лет с весьма заметной повторяемостью мглы. Это годы 1972, 1977, 1976, 1979, выстроенные в порядке убывания суммы дней за год.

Видимость при мгле находится в пределах 2–10 км, более низкие значения видимости, характерные для густой мглы, бывают редко и в основном на таких станциях, как Егорьевск, Коломна, Павловский Посад.

Скорость ветра при мгле находится в пределах 0–5 м/с и очень редко бывает больше, а направление может быть любым, но в холодное время чаще бывает штиль или ветер, близкий к северному, а в теплое время года появляются направления с восточной составляющей.

Распределение температуры и влажности воздуха при мгле не имеет каких-либо особенностей, отличных от общеклиматических, характерных для Московской области.

В заключение добавим, что для анализа редких явлений критическим условием являются метеорологические данные, не имеющие пропусков в течение длительного периода лет.

Список литературы

1. Апасова Е. Г. Климатические характеристики мглы в Нечерноземной зоне по данным Госфонда за 1936–2000 гг. // Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 171. – Обнинск, 2003. – С. 108–126.
2. Код для составления ежедневных метеорологических телеграмм на сухопутных станциях КН-01. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 90 с.
3. Метеорологический ежемесячник. Вып. 8, часть 2. №№ 1–12, 1966–2000.
4. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3, часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 300 с.
5. Сивачок С.Г., Шаймарданов М.З. Информационные технологии интеграции и ведения Государственного фонда данных о состоянии окружающей природной среды, ее загрязнении // Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 170. – Обнинск, 2003. – С. 3–10.

О.Н. Булыгина, Н.Н. Коршунова, Л.Т. Трофименко

РЕКОРДНЫЕ МОРОЗЫ В ЯНВАРЕ 2006 ГОДА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Введение

Климат нашей планеты изменялся на протяжении последних тысячелетий и будет меняться в будущем. Человечество использует благоприятные климатические условия, но оно также подвергается влиянию изменений и колебаний климата, а также экстремальных климатических и погодных явлений. Продовольствие, вода, энергетика, жилище и здоровье – все эти аспекты жизни человека существенным образом зависят от климата.

Один из важнейших аспектов изучения климатической системы связан с анализом повторяемости экстремальных климатических явлений. Существуют различные подходы к определению понятия «экстремальность». Наиболее распространенным является отнесение к экстремальным различных достаточно редких состояний климатической системы, характеризующихся аномальными значениями отдельных или совокупности метеорологических элементов. К ним можно отнести необычайно суровые зимы, описания которых встречаются как в исторических хрониках, так и в климатических обзорах периода инструментальных наблюдений.

В последние годы всеобщую обеспокоенность вызывает растущее число стихийных погодных и экстремальных климатических явлений. Засухи и наводнения, шквалы, сильная продолжительная жара или морозы не только наносят значительный ущерб экономике, но и нередко уносят сотни человеческих жизней.

Выявление связи между климатическими изменениями, изменениями в повторяемости климатических экстремумов, в частности и вероятностью возникновения опасных гидрометеорологических явлений, позволит более эффективно использовать климатическую информацию, выработать рекомендации для уменьшения потерь от опасных гидрометеорологических явлений и от негативных последствий экстремального изменения климата. Исследование региональных особенностей влияния климатических изменений на вероятность возникновения опасных гидрометеорологических

явлений сделает возможным подготовку адресных рекомендаций по эффективному использованию климатической информации с учетом региональных особенностей.

Территория России крайне неоднородна по своим климатическим условиям. Оперативная оценка происходящих на территории отдельных регионов изменений и возможность использования получаемых результатов в практической деятельности предусматривают развитие системы доведения результатов до пользователя, в частности в виде регулярно публикуемых обзоров состояния климатических условий на территории отдельных регионов России.

Данные. Для анализа климатических условий, сложившихся в различных регионах России зимой 2005–2006 гг., использовались данные, поступающие в ГУ «ВНИИГМИ-МЦД» по каналам связи в виде телеграмм «Климат» и «Синоп» в реальном режиме времени и временные ряды температуры воздуха на 530 метеостанциях России.

Результаты. В предыдущих исследованиях [1, 2] был установлен тот факт, что, несмотря на тенденцию повышения зимних температур на большей части территории России, существуют районы, где этой тенденции нет или зимние температуры воздуха понижаются. Кроме того, в последние десятилетия увеличилась межгодовая изменчивость температуры, т.е. наряду с очень теплыми зимами могут наблюдаться и очень холодные. Этот факт в полной мере подтвердила зима 2005–2006 гг.

Зима оказалась холодной практически на всей территории страны, за исключением арктического побережья Сибири (рис.1).

Очаг холода начал формироваться над южными районами Западной и Восточной Сибири в декабре. Аномалии среднемесячной температуры воздуха на юге Красноярского края, в Хакасии, на востоке Эвенкийского автономного округа и на севере Иркутской области достигали $-5 \dots -5,5^{\circ}\text{C}$. В январе этот очаг холода значительно усилился и увеличился по площади, охватив почти всю Европейскую территорию России (кроме северо-западных областей), Западную Сибирь, Восточную Сибирь (кроме Таймыра) и юго-западные области Дальневосточного региона. Еще один очаг холода, гораздо меньший по площади, но тоже достаточно мощный, сформировался на Чукотке. Аномалии среднемесячной температуры воздуха в центре превышали -10°C .

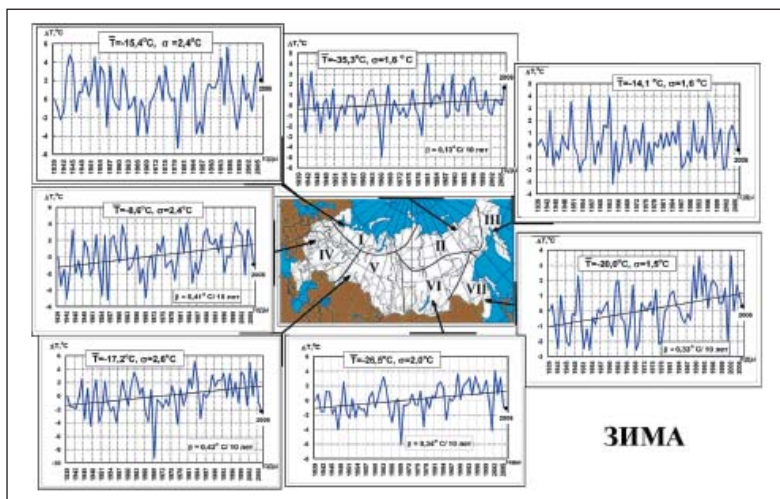


Рис.1. Аномалии (отклонения от средних за период 1961–1990 гг.) осредненной по территории квазиоднородных климатических районов средней за зиму (декабрь – февраль) температуры воздуха за период 1939–2006 гг.

Рекордно низкая среднемесячная температура наблюдалась в Западной Сибири (рис.2). На метеостанциях Томской области, которая находилась в очаге холода, в начале второй декады отрицательные суточные аномалии превышали 25 °С (см. врезки рис.2).

Проанализируем более подробно январские сильные морозы на территории семи федеральных округов России.

Северо-Западный федеральный округ. Наиболее холодная погода наблюдалась во второй декаде января в Архангельской области, Ненецком автономном округе, Республике Коми аномалии декадной температуры воздуха достигали -10...-12 °С. Минимальные температуры в Архангельской области и Республике Коми опускались до -40...-45°С. Непрерывная продолжительность морозов ниже -25 °С составила 6–9 дней в Архангельской области и Республике Коми и 3–5 дней – на юге округа.

Центральный федеральный округ. На территории округа похолодало во второй декаде месяца. Наибольшие отрицательные аномалии отмечались в Костромской (-3...-5 °С) и Тамбовской (-3 °С) областях. В Костромской области минимальные темпе-

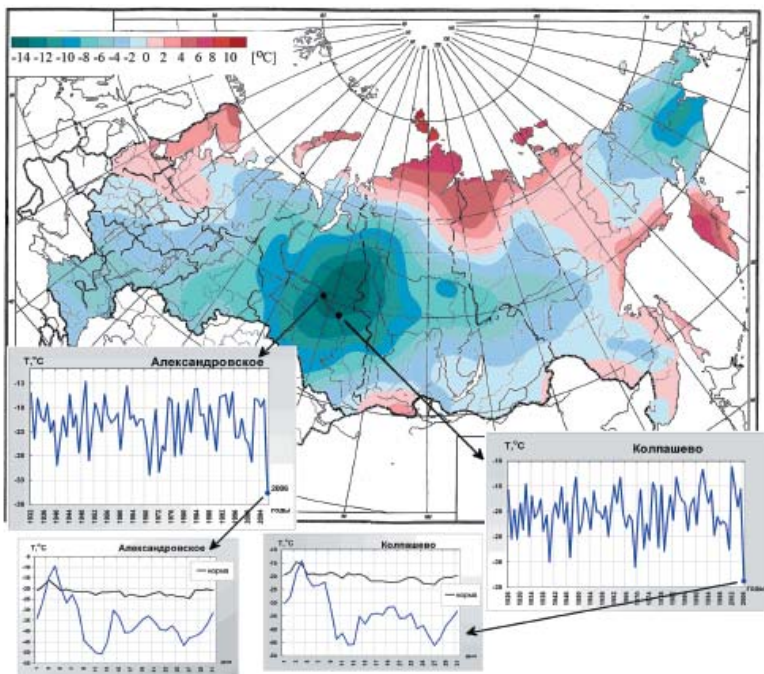


Рис. 2. Аномалии температуры воздуха в январе 2006 г. На врезках – ряды среднемесячной январской температуры воздуха и среднесуточной температуры воздуха в январе 2006 г. на метеостанциях Александровское и Колпашево

ратуры воздуха в ночные часы опускались до $-41 \dots -42$ °С. На востоке ЦЧО во второй декаде зафиксированы рекордно низкие минимальные температуры воздуха: в Тамбове 19 января – $-37,4$ °С, в Богучаре и Богородицком-Фенино 22 января – $-35,5$ °С и $-32,2$ °С соответственно. В третьей декаде морозы усилились: на юге ЦЧО, в Воронежской области среднедекадная температура была ниже нормы на $7-9$ °С. Непрерывная продолжительность морозов ниже -25 °С составила 2–5 дней.

Приволжский федеральный округ. Холодная погода наблюдалась уже в первой декаде месяца. В Татарстане, Башкортостане, Саратовской и Оренбургской областях аномалии среднедекадной температуры воздуха составляли $-4 \dots -6$ °С. Во второй декаде отмечены самые низкие минимальные температуры воздуха

(-38...-41 °С). В Уфе 20 января столбик термометра опустился до отметки -41,5 °С (третье значение за весь ряд наблюдений). Наиболее продолжительные морозы ниже -25 °С удерживались в отдельных районах Пермского края, Башкортостана, Татарстана (10–11 дней).

Северо-Кавказский федеральный округ. В течение всего месяца температура воздуха была ниже нормы. Но резко похолодало в конце второй декады. В Астраханской области (Верхний Баскунчак) зафиксирована рекордно низкая температура воздуха (-33,3 °С). К 24 января сильные морозы достигли самых южных районов. Самые низкие температуры воздуха за весь период наблюдений отмечены в Краснодарском (Армавир – -30,6 °С) и Ставропольском (Кисловодск – -24,3 °С) краях. Даже на Черноморском побережье в районе Анапа – Новороссийск температура воздуха опустилась до -20...- 25°С.

Уральский федеральный округ. Холодная погода удерживалась в течение всего месяца, особенно в автономных округах Тюменской области. Во второй декаде аномалии среднедекадной температуры здесь достигли рекордных величин (-15...-17 °С). В ночные часы минимальная температура воздуха опускалась до рекордных отметок в Салехарде (-50,3 °С), Тарко-Сале (-54,2 °С) и Березово (-50,5°С). В Тарко-Сале (восток Ямало-Ненецкого автономного округа) наблюдалась рекордная непрерывная продолжительность морозов ниже -25 °С – 27 дней, из них в течение 13 дней среднесуточная температура воздуха была ниже -35 °С. На большей части территории непрерывная продолжительность морозов ниже -25 °С составила 10–15 дней.

Сибирский федеральный округ. Сильные морозы пришли уже в первые дни нового года. Аномалии среднедекадной температуры воздуха в первой декаде в отдельных районах достигали -9 °С, а во второй и третьей декадах рекордные аномалии (-15...-17 °С) отмечены в Томской, Кемеровской областях, Красноярском крае. На территории Омской области в самые холодные сутки (с 10 по 13 января) температура воздуха понижалась до -46...-48 °С. На севере Томской области с 10 по 16 января удерживались морозы -40...-49 °С. На шести метеорологических станциях Томской области перекрыт абсолютный минимум на 0,1–1,4 °С. В Кемеровской области столбики термометров опускались до отметки -50...-53 °С. 30 января столбики термометров в Красноярске опустились

до $-41,3^{\circ}\text{C}$. Столь низкая температура позволила побить рекорд минимума температуры для этого дня в Красноярске на $1,3^{\circ}\text{C}$. В некоторых населенных пунктах края температура понижалась до -50°C . Да и самая низкая температура в России 30 января была зафиксирована именно на территории Эвенкийского автономного округа: в населенном пункте Кербо воздух остыл до $-58,5^{\circ}\text{C}$. Такие температурные условия обусловлены тем, что центр Сибирского антициклона располагался над южными районами Красноярского края, поэтому здесь долгое время удерживалась очень морозная погода. На станции Бор зафиксирована рекордная непрерывная продолжительность морозов ниже -30°C – 22 дня. Рекордно долго продолжались морозы ниже -25°C и на севере Томской области (станция Александровское – 24 дня, из них 23 дня – ниже -30°C).

Дальневосточный федеральный округ. Во второй декаде наблюдались два очага холода: в Чукотском автономном округе (аномалии среднедекадной температуры до -18°C) и в западных районах Якутии (аномалии среднедекадной температуры $-10...-12^{\circ}\text{C}$).

Заключение

Исследования последних лет, проведенные в ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», показали, что на фоне глобального потепления климата изменения климата в отдельных регионах не столь однозначны, и проявляются климатические изменения более явно на региональном уровне. Планирующие и управляющие органы регионов должны иметь по возможности наиболее полную и достоверную информацию о климатических изменениях, произошедших в регионе и ожидаемых в будущем, для оптимальной адаптации экономики к новым условиям. Одной из форм предоставления такой информации являются оперативные обзоры климатических условий, сложившихся на территории России или отдельных регионов.

Список литературы

1. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Кузнецова В.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т. Анализ изменчивости климата на территории России в последние десятилетия // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2000. – Вып.167. – С. 3–15.
2. Bulygina O. N. The Global Climate System Review 2003 // WMO. – 2005. – № 984. – P.1 – 63.

МЕТОД ПРОГНОЗА КЛИМАТА НА ПРЕДСТОЯЩИЕ ДВА ДЕСЯТИЛЕТИЯ НА ОСНОВЕ ЭКСТРАПОЛЯЦИИ РИТМОВ

Наблюдаемое глобальное потепление климата сопровождается изменением общей циркуляции атмосферы, что приводит к перераспределению тепла и влаги и к изменению пространственно-временных особенностей климата.

В связи с потеплением климата в последнее столетие выполнено и опубликовано много работ, в которых по большим атмосферно-океаническим моделям оцениваются возможные предстоящие состояния климата на 50, 100 и более лет. Эти модели дают оценки температуры и других метеорологических характеристик будущего на каждый год, месяц и даже день по всему земному шару, но это не прогноз на каждый год, это оценки тех тенденций метеорологических величин и их вероятной межгодовой изменчивости, которые могут сформироваться при дальнейшем накоплении парниковых газов. По таким модельным данным можно оценивать только тренды и осредненные по некоторым пространственным и временным интервалам значения характеристик будущего климата.

Однако для человека межгодовые изменения и отклонения температуры от линии тренда в ближайшие 10–20 лет не менее важны, чем сам тренд в эти годы. Поэтому стоит задача получения более подробных оценок межгодовых изменений климата на одно-два ближайших десятилетия. В настоящей работе предложен подход для получения некоторых обобщенных прогностических оценок температуры воздуха погодично на 20 лет. Полноценный прогноз со столь большой заблаговременностью не возможен, но обобщенные оценки тенденций предстоящих естественных изменений климата могут быть получены на основе статистических методов анализа накопленных данных.

Статистическая модель климата, оценка точности

Авторский метод, предложенный ранее для прогноза сезонных значений температуры воздуха с годовой заблаговременностью [1, 2], был доработан в части выбора прогностических ритмов. Предварительно проводился анализ существующих ритмов в

атмосфере за последние 50–70 лет. Выявлено, что основанием для построения сверхдолгосрочных прогностических оценок является наличие в атмосфере ритмов около 6, 8, 12, 16, 17–18 и 35–37 лет. Задача прогноза климата сводится к прогнозу совокупности многолетних ритмов.

По методике [1, 2] проводились экспериментальные сверхдолгосрочные прогнозы климата с заблаговременностью до 20 лет. Здесь словами «прогноз климата» названы для краткости и далее будут называться прогностические оценки состояния климата, которые имеют прогностический смысл только при некоторых обобщениях по времени или по пространству.

На основе проведенных численных экспериментов установлено, что ритмы короче шести лет не сохраняются два десятилетия в неизменном виде, поэтому для поставленной задачи далее использовались только длительные ритмы (шесть и более лет). Верхний предел длительности ритма – 18 лет – был определен экспериментально. Для его выделения необходимо не менее 36 лет фактических данных перед годом прогноза (метод выделения ритмов описан в [1, 2]). Привлечение более длительных рядов оказалось не эффективным. За пределами интервала 30–35 лет происходит существенное изменение структуры климата и его ритмических закономерностей, это не позволяет расширять временной интервал поиска прогностических ритмов и выявлять ритмы с длительностью более 18 лет.

Для оценки точности прогноза климата проводились численные эксперименты. В работе использовались среднемесячные значения температуры воздуха по 8000 станциям Северного полушария Земли. Распределение метеорологических станций на Земле и в архивах ГУ «ВНИИГМИ-МЦ» очень неравномерно по странам и континентам. Особой густотой отличаются США. По территории России использовались данные всех работающих станций в количестве около 1600 с рядами разной длительности, поэтому европейская и южная зона азиатской части России также представлены с достаточной густотой. Чтобы немного уменьшить преобладание станций в небольших регионах и получить более равномерное пространственное освещение метеорологической информацией, исходные данные со станций переводились в узлы географической сетки 2х2 градуса. Данные всех станций в каждом таком квадрате осреднялись с весами, обратно пропорциональны-

ми расстоянию до узла. Из всех узлов для работы взяты только те, в которых данные о температуре воздуха имеются с 1938 г. или ранее. Таких узлов оказалось 1167. Анализ пространственного распределения узлов показал, что средние широты представлены хорошо. В высоких широтах наблюдений проводится меньше, а в низких широтах большая разреженность узлов с данными связана с отсутствием там длительных рядов наблюдений.

По данным в узлах сетки составлялись экспериментальные прогнозы среднемесячной температуры воздуха на 20 лет, следующих после некоторого заданного года с номером N . В прогностических расчетах использовались ряды данных, ограниченных годом с номером N включительно. Далее будем называть его предпрогноznым годом. Фактические данные за последующие годы с номерами от $N+1$ до $N+20$ использовались для сравнения с прогностическими значениями за те же годы от $N+1$ до $N+20$ годы (оценки прогнозов на независимом материале).

В каждом узле прогнозы составлялись по десять раз и каждый раз при новом заданном номере предпрогноznого года для накопления статистических оценок прогнозов при различной заблаговременности. В каждом следующем экспериментальном прогнозе номер предпрогноznого года увеличивался на единицу. Таким образом, по каждому узлу сетки было составлено по десять прогнозов на 20 лет. В первом случае последним предпрогноznым годом назначался 1975 год и прогнозы вычислялись на 1976–1995 гг., при этом заблаговременность прогнозов составляла от 1 до 20 лет. При составлении этих прогнозов использовались данные только по 1975 г. включительно. Далее предпрогноznым годом назначался 1976 г. и прогнозы вычислялись на 1977–1996 гг. по данным до 1976 г. И в этом случае заблаговременность новых прогнозов составляла от 1 до 20 лет и т. д. В последнем случае последним предпрогноznым годом назначался 1985 г., а прогнозы вычислялись на 1986–2005 гг. Каждый раз по прогностическим среднемесячным значениям вычислялись прогностические среднегодовые значения температуры в узлах. Таким образом получено десять прогностических полей с заблаговременностью один год, столько же прогностических полей получено с заблаговременностью два года и т.д. до 20 лет. В результате в каждом узле накоплено по десять прогностических оценок для каждой заданной заблаговременности прогноза. Для каждого узла на соответствующий год

подобраны для сравнения фактические значения температуры из данных наблюдений. Ошибки прогнозов вычислялись как средняя и среднеквадратическая разность между прогнозом и фактическим значением температуры отдельно для каждой заданной заблаговременности, но обобщенные для всего Северного полушария. Эксперименты проводились по всем отобранным узлам (в количестве 1167), средние и среднеквадратические ошибки прогнозов получены по каждому прогностическому полю путем осреднения по всем узлам и по всем десяти вариантам прогнозов одной заблаговременности. Таким образом, каждая оценка ошибки прогнозов получена была более чем по 10000 случаям и является надежной. По всему полушарию получено двадцать обобщенных оценок качества прогнозов соответствующей заблаговременности.

На рис. 1 показаны средние и среднеквадратические ошибки прогнозов климата Северного полушария при заблаговременности от 1 до 20 лет. Оценки показали быстрое увеличение средней ошибки M (см. рис. 1) при увеличении заблаговременности прогноза. Усиливающийся систематический сдвиг является следствием несоответствия прогнозируемого тренда и фактических долгопериодных изменений (с периодами более 18 лет) климата. Метод

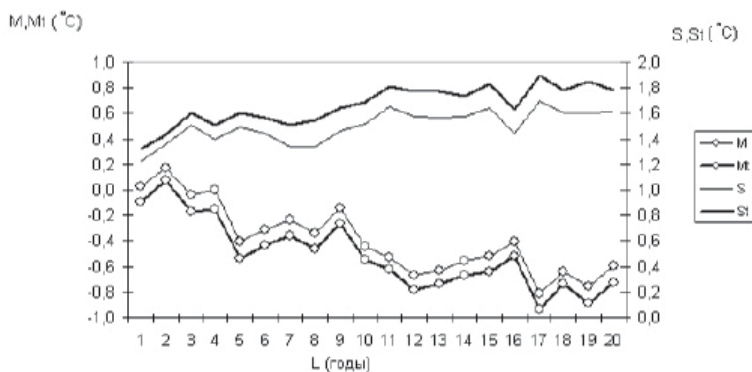


Рис. 1. Ошибка прогноза среднегодовых значений температуры при различной заблаговременности. Оценки по скользящим десятилетиям. Модель ритмов с трендами и без трендов (L – заблаговременность прогноза (годы), Mt и St – средняя и среднеквадратическая ошибка модели с трендами; M и S – средняя и среднеквадратическая ошибка модели без трендов)

прогноза на основе ритмов состоит из продолжения тренда на будущее и повторения набора выявленных ритмических составляющих в изменениях климата с вычисленными весами. Видимо, простое продление тренда на 20 лет вперед дает плохие результаты и портит весь прогноз.

Лучшие результаты получились в новом эксперименте, в котором из модели ритмов был исключен прогноз линейного тренда. Прогнозы составлялись по методу ритмов без предварительного выделения тренда в исходных данных и без прогноза трендовой составляющей. Заблаговременность прогноза также была от 1 до 20 лет. Новые оценки прогнозов изменения климата показаны на рис. 1. При всех вариантах заблаговременности прогнозов лучшие результаты по средним и среднеквадратическим ошибкам показывает метод ритмов без предварительного выделения трендов (далее – без трендов). Это еще раз показывает, что экстраполяция линейных трендов температуры на 20 лет дает прогноз хуже, чем если предполагать, что тренда нет совсем.

Но и в этом методе без трендов средние и среднеквадратические ошибки медленно возрастают с увеличением заблаговременности прогнозов. Они всегда меньше, чем в методе с трендами, но также нарастают с увеличением заблаговременности. Средние ошибки в модели без трендов составляют от $+0,1$ до $-0,8^{\circ}\text{C}$ и обусловлены преимущественно отрицательным систематическим сдвигом прогноза, который означает, что модель занижает потепление климата. Отсутствие тренда в модели прогноза является тому причиной, хотя простые методы экстраполяции тренда на 20 лет, как было показано ранее, дают еще менее точные прогнозы.

Более полную интегральную ошибку показывает среднеквадратическая оценка различий прогностических и фактических значений. Из рис. 1 видно, что среднеквадратическая ошибка в модели без трендов составляет от $1,2^{\circ}\text{C}$ при малой заблаговременности и до $1,7^{\circ}\text{C}$ при заблаговременности прогноза климата более десяти лет.

Значимость величины ошибки становится понятной при сравнении среднеквадратической ошибки с изменчивостью исходного ряда. Дисперсия каждого ряда среднегодовой температуры воздуха в узлах географической сетки вычислена за 1961–1990 гг., а обобщение по всем узлам выполнено путем осреднения всех дисперсий. Среднеквадратическое отклонение, полученное

из обобщенной дисперсии среднегодовых значений температуры, составило $2,0^{\circ}\text{C}$. Аналогично получены обобщенные среднеквадратические отклонения температуры по каждому отдельному месяцу на основе рядов за 1961–1990 гг., составленных из погодичных значений по одноименным месяцам. Они приведены в табл. 1 и будут использованы в последующих оценках.

Таблица 1

Среднеквадратические отклонения S ($^{\circ}\text{C}$) среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха за 1961–1990 гг., обобщенные по узлам географической сетки над сушей Северного полушария Земли

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
S	3,2	3,0	2,5	1,9	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,8	2,4	2,9	2,0

При заблаговременности прогноза климата до 20 лет обобщенная среднеквадратическая ошибка прогноза среднегодовой температуры $1,2 - 1,7^{\circ}\text{C}$ (см. рис.1) меньше обобщенного среднеквадратического отклонения 2°C среднегодовой температуры (см. табл.1). Это является доказательством неслучайности прогноза климата по методу ритмов.

Таким образом, анализ ошибок прогнозов показывает, что использованный метод описывает основные черты регионального климата с заблаговременностью до 20 лет, но ошибки остаются высокими.

Традиционно прогноз климата выполняется по динамическим атмосферно-океаническим глобальным моделям климата, хотя известны их недостатки, ставящие под сомнение некоторые результаты, полученные на их основе. Но при отсутствии альтернативы модели широко используются для стратегических оценок изменений климата. Выполним оценку точности трех наиболее популярных из них.

Оценки моделей CGCM2, ECHAM4, HadCM3

В качестве перспективных оценок использовались результаты расчетов по трем атмосферно-океаническим моделям климата: CGCM2, HadCM3 и ECHAM4 по сценарию SRES A2. (Данные получены из Центра IPCC.) Существует около 40 равновероятных сценариев SRES развития общества и связанных с этим эмиссий

парниковых газов, но до 2050 г. все сценарии дают весьма близкие оценки накопления парниковых газов, поэтому в данном случае выбор сценария накопления парниковых газов не имеет особого значения.

Данные о температуре воздуха по моделям CGCM2, ECHAM4, HadCM3 в исходном виде содержатся в узлах географической сетки, для каждой модели – своя сетка. Для сравнимости все модельные данные были пересчитаны в узлы сетки 2х2 градуса. Для каждого узла отдельно для каждого месяца года вычислено модельное значение температуры путем интерполяции по окружающим четырем точкам. Так получены модельные данные CGCM2, ECHAM4, HadCM3 в единой системе географических координат.

Модели не дают прогноз изменения климата, они лишь описывают ансамбль возможных состояний климатической системы при воздействии на нее антропогенных факторов по заданному сценарию, который тоже является результатом прогноза. Вычисленные по моделям значения метеорологических величин можно использовать только в обобщенном виде, например, в виде осредненных по времени или по пространству величин.

Каждая модель имеет свои особенности и неточности в описании регионального климата. Получить оценки точности моделей для географической точки можно путем сравнения реальных и модельных значений в этой точке.

По узлам 2х2 градуса вычислены средние за 16 лет месячные значения температуры (за 1990–2005 гг.), за те же годы вычислены средние месячные температуры по данным моделей и получены разности (из модельных значений вычтены значения, полученные из наблюдений на станциях, пересчитанные в узлы).

В табл. 2 и 3 показаны ошибки моделей, обобщенные по всем узлам Северного полушария. Ошибки вычислены при использовании каждой модели отдельно CGCM2, ECHAM4, HadCM3 и еще для осредненной модели SUM. Значения модели SUM в узлах географической сетки 2х2 градуса представляют собой значения температуры, полученные в результате осреднения в каждом узле соответствующих значений трех упомянутых моделей (с равными весами). В табл. 2 и 3 приведены оценки по модели SUM для Северного полушария.

Т а б л и ц а 2

Среднеквадратические ошибки температуры
по узлам сетки Северного полушария

Модель	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
CGCM2	5,7	5,4	4,9	4,6	4,2	3,4	3,1	3,1	3,1	3,7	4,8	5,5	
ECHAM4	3,8	3,7	3,6	3,6	3,3	3,2	3,3	3,0	2,8	2,9	3,2	3,6	
NadCM3	4,0	3,8	3,5	3,2	3,0	2,9	3,1	3,2	2,9	3,0	3,4	3,7	
SUM	3,5	3,3	3,1	3,1	3,0	2,8	2,7	2,6	2,5	2,5	2,9	3,2	2,44

Т а б л и ц а 3

Средние ошибки температуры
по узлам сетки Северного полушария

Модель	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
CGCM2	-1,6	-3,2	-3,4	-4,4	-3,7	-2,5	-1,1	0,0	0,4	0,3	1,1	0,8	
ECHAM4	1,5	0,8	0,5	0,4	0,1	0,8	1,5	1,8	1,6	1,1	1,3	1,5	
NadCM3	-3,0	-3,8	-2,8	-1,9	-1,0	-0,9	-0,7	-0,5	-1,0	-1,7	-1,9	-2,6	
SUM	-1,0	-2,0	-1,8	-1,9	-1,5	-0,8	-0,1	0,4	0,3	-0,1	0,2	-0,1	-0,05

Средние ошибки показывают, что модель CGCM2 в среднем по Земле в 1990–2005 гг. занижала температуру с января по июль, а с ноября по декабрь – завышала. Ошибки в разные месяцы доходили до $-4,4^{\circ}\text{C}$ в первой половине года и до $+1,1^{\circ}\text{C}$ – во второй половине. Среднеквадратические ошибки по месяцам были от $3,1^{\circ}\text{C}$ – в теплую половину года до $5,7^{\circ}\text{C}$ – в холодную половину.

В то же время модель ECHAM4 во все месяцы года в среднем по Земле завышала температуру воздуха, но ошибки были меньше, чем у модели CGCM2. Наименьшие средние ошибки были весной (от 0,1 до $0,5^{\circ}\text{C}$), а в остальную часть года – не более $1,8^{\circ}\text{C}$. Среднеквадратические ошибки этой модели во все месяцы были меньше, чем у модели CGCM2 и укладывались в интервал от 2,8 до $3,8^{\circ}\text{C}$.

Модель NadCM3 во все месяцы в среднем по Земле занижала температуру воздуха. Средняя ошибка была от $-0,5^{\circ}\text{C}$ летом до $-3,8^{\circ}\text{C}$ зимой. Среднеквадратическая ошибка – от 2,9 до $4,0^{\circ}\text{C}$.

Лучшие результаты показывают значения модели SUM (табл.3). В этой модели уменьшается систематическое смещение модельных значений относительно результатов наблюдений, средние ошибки по этой модели составляют от -2,0 до +0,4 °C. Ошибка среднегодовых значений близка к нулю (0,05°C). Однако среднеквадратические ошибки (табл.2) остаются большими по каждому отдельному месяцу и по среднегодовым значениям.

Отдельно аналогичные оценки были получены по данным на территории России. Попытки выбрать одну из исходных моделей, наиболее точную для территории России, не позволили отдать предпочтение ни одной из них. И для этой территории, так же как и для всего Северного полушария, точнее оказалась модель SUM.

*Сравнение ошибок статистической модели климата
с ошибками обобщенной атмосферно-океанической модели*

Обобщенные оценки точности атмосферно-океанических моделей климата по станциям Земли (табл.3) сравним с оценками точности прогнозов климата по методу ритмов. Описанные выше оценки точности атмосферно-океанических моделей климата (табл.3) были получены осреднением за 1990–2005 гг. отдельно по каждому месяцу и в целом за год. Для сопоставления с ними новые оценки ошибок прогнозов по статистической модели климата также были получены по средним значениям за 1990–2005 гг. отдельно по каждому месяцу и в целом за год.

Прогнозы на 1990–2005 гг. по статистической модели климата на основе ритмов строились по данным до 1989 г. Заблаговременность прогнозов составляла от 1 до 16 лет. В узлах сетки по прогностическим и по фактическим данным отдельно были получены средние за 1990–2005 гг. значения прогностической и фактической температуры. В каждом узле были вычислены разности между модельными и фактическими шестнадцатилетними средними значениями температуры воздуха по месяцам и по среднегодовым значениям. На основе полученных разностей по всем узлам далее были вычислены средние и среднеквадратические ошибки модели ритмов (MR), обобщенные по всем узлам Северного полушария Земли. Полученные оценки показаны в табл. 4–5 в сравнении с наилучшими результатами модели SUM глобальных атмосферно-океанических моделей климата Земли за тот же период (табл.3).

Т а б л и ц а 4

Среднеквадратические ошибки модельных значений
средней температуры воздуха за 1990–2005 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Модель климата SUM	3,5	3,3	3,1	3,1	3,0	2,8	2,7	2,6	2,5	2,5	2,9	3,2	2,4
Статистическая модель климата на основе ритмов MR	2,0	2,3	1,5	1,4	1,3	1,1	1,2	1,2	1,0	1,3	1,2	1,2	1,2
S	3,2	3,0	2,5	1,9	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,8	2,4	2,9	2,0

Примечание: S – осредненное по всем станциям фактическое среднеквадратическое отклонение температуры.

Т а б л и ц а 5

Средние ошибки модельных значений
средней температуры воздуха за 1990–2005 гг.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Модель климата SUM	-1,0	-2,0	-1,8	-1,9	-1,5	-0,8	-0,1	0,4	0,3	-0,1	0,2	-0,1	-0,1
Статистическая модель климата MR	-1,6	-1,9	-1,1	-0,8	-0,8	-0,6	-0,7	-0,8	-0,6	-0,7	-0,5	-0,5	-0,5

В табл.6 показаны ошибки прогноза сезонных значений температуры по статистической модели климата.

Статистическая модель климата на основе ритмов, как уже было сказано, недостаточно точно прогнозирует тренд, поэтому средние ошибки ее по месяцам (табл.5) и по сезонам (табл.6) показывают систематический сдвиг. Тем не менее эта модель дает лучшие оценки среднеквадратических ошибок модельных средних за 1990–2005 гг. Последнее означает, что на интервале 16 лет статистическая модель климата описывает пространствен-

Т а б л и ц а 6

Ошибки прогноза многолетних среднесезонных температур по статистической модели климата. Осреднение за 1990–2005 гг.

	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Средние ошибки	-1,2	-1,1	-0,7	-0,6	-0,5
Среднеквадратические ошибки	1,6	1,4	1,1	1,0	1,2

ные особенности изменений климата лучше, чем это делают глобальные атмосферно-океанические модели. Ошибки статистической модели климата по всем месяцам и за год меньше естественной изменчивости (меньше соответствующих фактических среднеквадратических отклонений по месяцам и за год). А это означает, что статистическая модель не случайно описывает предстоящие изменения климата и согласуется с ранее полученными оценками. Ее недостатком остается плохое описание трендовой составляющей.

Далее описаны результаты построения и испытания новой модели климата, сочетающей преимущества статистической модели климата и глобальных динамических моделей климата.

Модель климата на основе совмещения атмосферно-океанической модели климата и статистической модели климата

Выше были представлены оценки точности прогноза среднегодовой температуры воздуха с заблаговременностью до 20 лет. В описанном там варианте статистического метода прогнозов на основе ритмов не удалось подобрать способ прогноза тренда. Широко применяемые для прогностических оценок большие динамические атмосферно-океанические модели имеют другие недостатки: они не описывают изменения климата на каждый конкретный год и дают только набор возможных значений межгодовых изменений температуры, не привязанных к конкретным годам. В результате при оценках точности прогнозов погодичных значений температуры динамическими моделями возникают большие среднеквадратические ошибки. Полные гидродинамические модели климата удовлетворительно описывают тенденции изменения температуры на несколько предстоящих десятилетий и даже столетий, но в масштабе нескольких лет не дают правильного прогноза вариаций климата относительно общей

тенденции. Кроме того, эти глобальные модели плохо описывают даже нормы региональных значений температуры, часто модельные нормы имеют сдвиги как результат недостаточно точного учета региональных особенностей климата в динамических моделях.

Получается, что статистическая модель ритмов и обобщенная динамическая глобальная модель климата имеют каждая не только свои недостатки, но и свои преимущества. Так как динамическая модель лучше описывает тенденции долговременных изменений, чем статистическая модель ритмов, а модель ритмов лучше описывает погодичный климат, то целесообразно построить новую модель климата на основе статистической модели климата, в которой долговременные тенденции будут определяться по модели SUM (объединенная динамическая модель).

Для проверки такого подхода был доработан метод прогноза изменения климата на основе ритмов с заблаговременностью до 20 лет. Доработки заключались в привлечении модели SUM (модель на основе HadCM3, ECHAM4 и CGCM2) для вычисления трендов температуры в каждом узле. В новом варианте короткопериодные изменения температуры прогнозировались по статистической модели климата на основе экстраполяции ритмов, но трендовая составляющая прогнозировалась в каждом узле по данным модели SUM. При этом во время привязки трендовой составляющей к ритмическим составляющим автоматически устранялся систематический сдвиг норм, который часто содержится в данных динамических моделей. В результате такой комбинации средние ошибки прогнозов климата уменьшились, систематический сдвиг стал не более $0,2^{\circ}\text{C}$ (рис.2), а среднеквадратическая ошибка прогнозов с заблаговременностью до пяти лет составила около $0,9^{\circ}\text{C}$. С увеличением заблаговременности ошибка прогноза возрастает и при двадцатилетней заблаговременности составила около $1,1^{\circ}\text{C}$.

Построенная таким образом совмещенная модель климата на интервале с заблаговременностью прогноза до 20 лет оказалась лучше всех рассмотренных динамических моделей климата и исходной статистической модели климата на основе ритмов. Поэтому в тех случаях, когда для практических задач достаточно прогноза климата на предстоящие 20 лет, целесообразно пользоваться предложенной совмещенной моделью. Но в тех случаях, когда необходим прогноз климата на более длительные сроки, нет альтернативы глобальным гидродинамическим моделям.

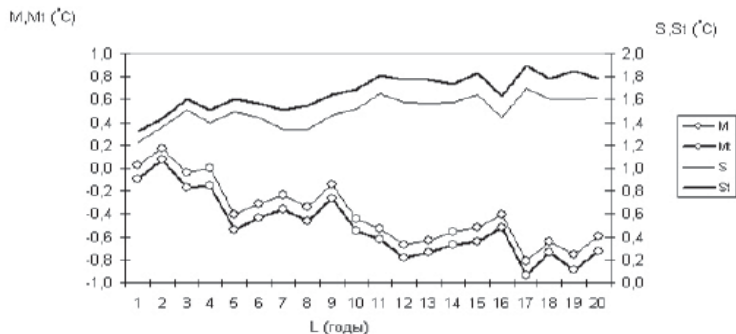


Рис.2. Ошибка прогноза среднегодового значения температуры при различной заблаговременности прогнозов. Оценки по скользящим десятилетиям по Северному полушарию. Модель ритмов с трендами SUM (L – заблаговременность прогноза, M – средняя ошибка, S – среднеквадратическая ошибка)

Оценки ошибок прогноза погодичных изменений климата Северного полушария с заблаговременностью до 20 лет на основе совмещения статистической модели ритмов и атмосферно-океанической модели климата

Приведенные на рис. 2 оценки точности прогнозов климата по статистической модели с трендами SUM показали наилучшую точность из всех рассмотренных моделей. Указанные оценки были получены в среднем по десятилетиям по всему Северному полушарию. Но на практике необходимо иметь более детализированный по времени прогноз климата, желательно по годам. Невозможно сделать правильный прогноз климата по годам на каждой станции, но при большом пространственном осреднении, как показано далее, фоновый погодичный прогноз возможен.

По данным в узлах географической сетки 2×2 градуса Северного полушария составлялись прогнозы изменений погодичного климата с заблаговременностью от 1 до 20 лет. Оценки точности были получены для погодичных прогнозов для всего полушария. Они представлены на рис. 3, из которого видно, что ошибки прогнозов температуры по отдельным годам больше ошибок прогнозов десятилетних средних значений температуры, представленных на рис. 2. Тем не менее они остаются меньше естественной изменчивости.

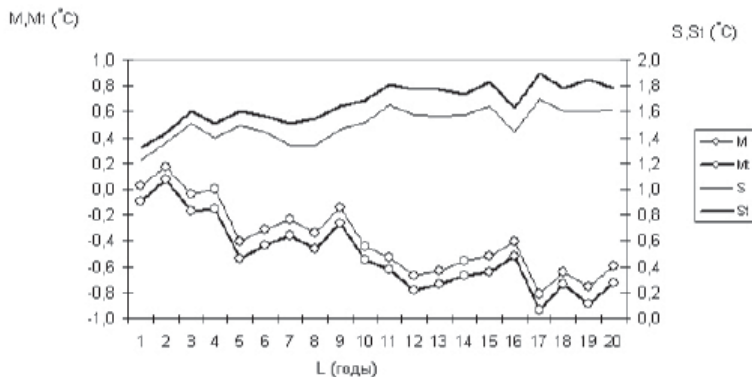


Рис.3. Ошибки погодичного прогноза среднегодового значения температуры при различной заблаговременности прогнозов. Оценки по Северному полушарию. Модель ритмов с трендами SUM (L – заблаговременность прогноза, M – средняя ошибка, S – среднеквадратическая ошибка)

Из рисунка видно, что наименьшие средние ошибки прогнозов достигаются при заблаговременности 1, 8, 12–13 и 16 лет. Это те удачные случаи, когда заблаговременность прогноза совпадает с длительностью ритмов, наиболее характерных для температурных рядов. В этом случае в статистической схеме прогноза ритмы определяются легче и более правильно. В других случаях не всегда отбирается правильный набор ритмов, точность прогнозов понижается.

Среднеквадратическая ошибка возрастает с увеличением заблаговременности прогноза. До пятнадцатого года (рис.3) ошибка всегда меньше $1,2^{\circ}\text{C}$ и, как правило, лежит в интервале $1,0\text{--}1,1^{\circ}\text{C}$. На двадцатый год среднеквадратическая ошибка составляет около $1,3^{\circ}\text{C}$. Ранее было показано, что естественная среднеквадратическая изменчивость среднегодовой температуры составляет 2°C . Это означает, что прогноз информативен.

Оценки точности погодичных прогнозов климата полушария показывают возможность составления обобщенных прогнозов климата с заблаговременностью до 20 лет с точностью, превышающей другие модели. При этом ошибки прогнозов остаются меньше естественной межгодовой изменчивости.

Описанный метод прогноза климата по статистической модели с учетом трендов, вычисленных по динамическим моделям, позволяет удовлетворительно описывать предстоящие изменения климата на период до 20 лет.

Список литературы

1. Шерстюков Б.Г. Долгосрочный прогноз среднемесячной температуры воздуха на основе квазиритмов // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – 2003. – Вып. 171. – С. 9–50.
2. Шерстюков Б.Г. Долгосрочный прогноз месячной и сезонной температуры воздуха с учетом периодической нестационарности // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 9. – С. 14–26.

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ
СОПРЯЖЕННОСТЬ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ
КЛИМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ: ПОВТОРЯЕМОСТЬ,
ФАКТОРЫ, ПРОБЛЕМА ПРЕДВИДЕНИЯ**

Важнейшей и первостепенной задачей в климатологии всегда было определение многолетних значений (норм) по отдельным параметрам (температуры и влажности воздуха, атмосферных осадков, ветра и т.д.) как для пункта, так и для некоторого района. Практиковалось также определение связи между метеозлементами и их временных изменений (в течение суток, месяцев и лет).

В связи с проблемой долгосрочного прогнозирования анализировались также статистические связи между метеозлементами соседних районов и сопряженность параметров климата с атмосферно-циркуляционными и величинами солнечной радиации. Что же касается соотношений между характеристиками климата соседних регионов и выявления факторов их временного различия, то таких проработок было не так много.

Одной из попыток выявления особенностей климатических параметров по укрупненным районам с учетом классов аномалий явилось создание лабораторией синоптической климатологии во ВНИИГМИ-МЦД в 1981 г. каталога классов аномальности средней месячной температуры воздуха и сумм атмосферных осадков по укрупненным районам СССР.

В этом каталоге содержатся повторяемости по годам и месяцам, классы аномалий в пределах так называемых укрупненных районов следующих наименований:

1. Север Европейской территории СССР (121 станция).
2. Юг Европейской территории СССР (129 станций).
4. Западная Сибирь (44 станции).
5. Казахстан (54 станции).
8. Восточная Сибирь (72 станции).
9. Вся территория Дальнего Востока (106 станций).

Кроме того, в полном списке макрорайонов числятся также некоторые объединенные макрорайоны, наименования и номера

которых мы не приводим здесь, ибо их материалы в данном исследовании не использовались.

В упомянутом Каталоге в пределах каждого укрупненного района, исходя из числа работавших в то время метеостанций, по каждому году и по каждому месяцу рассчитана повторяемость знаков аномалий средней месячной температуры воздуха (Δt). Исходя из следующих пяти градаций: 1) классы экстремальных холодных (③) и экстремальных теплых (④) месяцев, причем в условиях того, что на 70 % станций макрорайона наблюдался один знак Δt , но на 30 % из них $\pm \Delta t \geq \sigma$; 2) если же на 70 % станций была аномалия одного знака без превышения σ , такой случай отнесен к классу просто аномально холодному (–) или аномально теплому (+).

Аналогичная классификация применена в каталогах и по атмосферным осадкам, для которых выделены классы экстремального избытка, экстремального дефицита, умеренных аномалий и климатической нормы.

В нашем исследовании использованы данные упомянутых каталогов по следующим укрупненным районам, Север ЕТС, юг ЕТС, ЕТС целиком, Западная Сибирь, Казахстан, Восточная Сибирь и Дальний Восток.

1. Характеристики аномалий средней месячной температуры воздуха (Δt) в укрупненных пространственных и временных масштабах

Повторяемость классов Δt по регионам за 96-летний период (от общего числа месяцев 576 за полугодие)

Данные табл. 1, как ни странно, показывают, что повторяемости по всем классам Δt довольно близки друг к другу.

Если говорить о разностях повторяемости классов аномалий Δt между регионами, то она более или менее существенна только для Дальневосточного региона.

Этот регион заметнее всего отличается от других тем, что в нем умеренные значения аномалий температуры воздуха ($+\Delta t$ и $-\Delta t$) наблюдались чаще в основном за счет экстремальных классов (④ Δt и ③ Δt). Такое обстоятельство, безусловно, объясняется влиянием Тихого океана. Между остальными, даже сильно удаленными друг от друга регионами, как, например, Западная и Восточная Сибирь, по всем классам аномалии довольно близки, как близки они по характеристикам аномалий и с Казахстаном, занимающим почти центральное место в пространстве от Прибалтики до западных окраин Тихого океана.

Т а б л и ц а 1

Регионы	Летнее полугодие (IY–IX)					Зимнее полугодие (X–III)				
	④	+	④	■	③	④	+	□	■	③
Северная часть ЕТС	132	115	93	88	128	125	134	82	107	120
Южная часть ЕТС	132	98	108	106	124	142	127	94	100	110
Западная Сибирь	133	115	90	123	119	130	117	96	102	121
Регионы	Летнее полугодие (IY–IX)					Зимнее полугодие (X–III)				
	④	+	④	■	③	④	+	□	■	③
Казахстан	120	115	83	129	107	132	117	94	109	114
Восточная Сибирь	121	119	86	116	128	121	121	97	105	124
Дальневосточный регион	113	115	84	146	86	99	141	87	145	94
В среднем по регионам (число)	125	118	91	101	115	145	126	92	111	114
Средний процент от суммы 576 месяцев	21,7	20,5	15,8	17,5	20,0	25,2	21,9	15,9	19,3	19,8

В табл. 2 приведены некоторые детали по структуре повторяемости зим с временным и площадным охватом территории России и Казахстана со знаками $\textcircled{3}\Delta t$ и $\textcircled{4}\Delta t$. Эти детали характеризуют прежде всего долю участия отдельных регионов в формировании экстремальных зимних температурных условий, а также участия в этих условиях отдельных месяцев зимы.

В отношении регионов можно сказать, что относительно менее холодными являются регионы за номером 1 (южная половина европейской части России) и за номером 9 (Дальневосточный регион). Первое место по формированию экстремально низкой температуры занимает месяц январь. Стало быть, не зря некоторые авторы называют январь ядром холода зимы, зимы с холодным январем – ядерными зимами. Данные табл. 2 свидетельствуют еще о том, что экстремально холодные зимы чаще всего выступают в группах по 4 – 5 регионов, тогда как экстремально теплые зимы обычно составляют с участием всех шести регионов, т.е. имеют распространение от Прибалтики до Дальневосточного региона включительно.

Т а б л и ц а 2

Повторяемость ③Δt						Повторяемость ④Δt					
по регио- нам		по меся- цам		групп меся- цев с ③Δt		по регио- нам		по меся- цам		групп меся- цев с ④Δt	
регионы	n	месяцы	n	группы месяцев	n	регионы	n	месяцы	n	группы месяцев	n
1	16	XI	18	3 мес.	3	1	18	XI	7	3 мес.	7
2	21	XII	13	4 мес.	13	2	22	XII	5	4 мес.	12
4	28	I	20	5 мес.	7	4	28	I	10	5 мес.	14
5	27	II	19	6 мес.	4	5	26	II	9	6 мес.	21
8	23	III	19			8	21	III	9		
9	15					9	11				
Σ	130		89		27	Σ	126		40		54

Наконец отметим, что, согласно данным табл. 2, наиболее часто с экстремальной положительной аномалией среднемесячной температуры воздуха выступает регион под номером 4 (Западная Сибирь).

*Уровень сопряженности классов аномальности
средней месячной температуры воздуха (Δt) между регионами
по полугодиям (по данным за 1881–1976 гг., (%))*

Степень сходства знаков Δt между регионами в первую очередь зависит от ряда местных признаков (широты, высоты, рельефа, удаленности от водных источников и пр.). Тем не менее не малую роль в сопряженности знаков Δt играют также атмосферно-циркуляционные и внешние по отношению к Земле условия, о роли которых речь пойдет в отдельном параграфе.

Анализируя далее сопряженность знаков аномалии Δt между регионами, прежде всего отметим то, что эта характеристика по всем парам классов Δt мала и не превышает 11 % при сравнении лета с зимой. Наибольшим сходством в знаках Δt отличается класс экстремальных положительных аномалий (④) для лета при среднем значении 69,1 %. В этой категории Δt вполне естественно сравнительно низким уровнем сопряженности отличаются между собой Восточная Сибирь и Европейская территория России.

Т а б л и ц а 3

Полугодия	Сопоставляемые регионы	Сопоставляемые классы Δt регионов				
		④	+	③	■	Число пар Δt
Летнее полугодие (IY–IX)	Северная половина европейской части России и Дальневосточного региона	80	7	3	10	15
	Южная половина европейской части России и Дальневосточного региона	76	11	1	12	17
	Западная Сибирь и Дальневосточный регион	77	12	3	8	13
	Восточная Сибирь и Дальневосточный регион	90	8	0	2	10
	Северная половина европейской части России и Восточная Сибирь	46	42	4	8	13
	Южная половина европейской части России и Восточная Сибирь	38	38	6	18	16
	Западная Сибирь и Восточная Сибирь	77	15	0	8	13
Зимнее полугодие (X–III)	Северная половина европейской части России и Дальневосточного региона	61	15	6	18	33
	Южная половина европейской части России и Дальневосточного региона	64	8	8	20	25
	Западная Сибирь и Дальневосточный регион	54	24	8	14	37
	Восточная Сибирь и Дальневосточный регион	52	33	5	10	21
	Северная половина европейской части России и Восточная Сибирь	62	31	0	7	32
	Южная половина европейской части России и Восточная Сибирь	56	36	3	6	36
	Западная Сибирь и Восточная Сибирь	60	20	4	4	38

В зимних условиях сопряженность знаков Δt для всех сопоставлений регионов укладывается в пределах 54–64 % при 240

максимуме (64 %) в сопоставлении южной половины Европейской территории России и Дальневосточного региона.

Для обоих полугодий менее 4 % низка сопряженность класса ③, т. е. экстремальной отрицательной аномалии воздуха. За 96 лет летом ни разу не наблюдался знак ③ одновременно на территории Дальневосточного региона и Восточной Сибири, Восточной Сибири и Западной Сибири. В зимних условиях ни разу не наблюдался знак ③ одновременно над территорией северной половины Европейской территории России и Восточной Сибири.

Что касается умеренных значений среднемесячных аномалий ($+\Delta t$ и $-\Delta t$), то они, как ни странно, в своей сопряженности значительно отличаются и от экстремально положительных аномалий и от экстремально отрицательных.

Наконец, следует принимать во внимание и то обстоятельство, что число сопоставлений (пар Δt) между полугодиями отличается друг от друга больше чем в два раза, и это вполне объяснимо. Зимой большую роль играет радиационный эффект подстилающей поверхности. В летнее полугодие во всех регионах больше, чем зимой, повторяемость класса «Норма».

Роль внешнего фактора (D_s) в величине и территориальном распространении классов аномалий Δt

Прежде всего обратимся к табл. 4, в которой приведены все данные по Δt , наблюдаемые в шести регионах по всем классам аномальности и соответствующие при них средние годовые значения внешнего фактора D_s , т. е. диссимметрии Солнечно-планетной системы, выраженные в тысячах километров.

Глядя на эту таблицу, мы прежде всего замечаем, что в действительности наблюдалось почти равное (31 и 28) число месяцев за 96 лет с отрицательной и положительной аномалиями средней месячной температуры воздуха. Обращает на себя внимание то, что положительные аномалии в площадном отношении наблюдались более компактно, чем класс отрицательной аномалии. Степень (индекс) аномальности, т. е. процент знаков ④ Δt в шести регионах за 28 месяцев составил 74,4 % от 168 всех месяцев, тогда как процент знаков ③ Δt (экстремально холодные месяцы) в тех же шести регионах за 186 месяцев составил 68,8 %. Это, так сказать, морфологическая сторона различий, обусловленных, на наш взгляд, внешним фактором. Однако, обращая внимание на цифры правых

Т а б л и ц а 4

Экстремальные по величине и территориальному
распространению аномалии средней месячной температуры
воздуха и величина диссимметрии Солнечной системы

Год и месяц	Номера регионов						Значение Ds, тыс. км	Год и месяц	Номера регионов						Значение Ds, тыс. км
	1	2	4	5	8	9			1	2	4	5	8	9	
1889 XI	H	■	■	■	■	■	438	1899 XI	+	+	+	+	+	■	1056
1890 XI	■	■	■	■	■	+	258	1938 XI	+	+	+	+	+	+	855
1891 XI	■	■	■	■	■	■	271	1947 XI	+	+	+	+	+	+	939
1892 XI	H	■	H	■	■	■	379	1963 XI	+	+	+	+	+	+	819
1902 XI	■	■	■	■	■	■	1047	1924 XI	H	H	+	+	+	+	1013
1907 XI	■	■	■	■	■	■	748	1940 XII	+	+	+	+	+	■	1046
1914 XI	■	■	■	H	■	■	520	1884 XII	+	+	+	+	+	+	1184
1935 XI	+	■	■	■	■	+	682	1886 XII	+	+	+	+	+	+	948
1950 XI	+	H	■	■	■	■	271	1906 XII	H	+	+	+	+	+	833
1952 XI	H	■	■	■	■	■	321	1939 XII	H	+	+	+	+	+	947
1960 XI	■	H	■	■	■	■	701	1957 XII	+	+	+	+	+	+	1277
1929 XII	+	■	■	■	■	■	428	1899 I	+	+	+	+	+	■	1056
1930 XII	■	■	■	■	■	■	442	1925 I	+	+	+	+	+	+	888
1882 XII	■	■	■	■	■	■	1228	1944 I	+	+	+	+	+	H	1215
1907 XII	■	■	■	H	■	■	748	1948 I	+	+	+	+	+	+	939
1920 XII	+	■	■	■	■	■	1295	1949 I	+	+	+	+	+	+	531
1927 XII	■	■	■	■	■	+	595	1955 I	+	+	+	+	+	+	1036
1938 XII	■	■	■	■	■	■	855	1959 I	+	+	+	+	H	+	1308
1882 I	■	■	■	■	■	■	430	1962 I	+	+	+	+	+	+	989
1891 I	■	■	■	■	H	■	258	1963 I	■	+	+	+	+	+	819
1900 I	■	■	■	■	■	■	1062	1958 I	+	+	+	+	H	H	1319
1909 I	+	■	■	■	■	■	428	1903 II	+	+	+	+	+	+	1007
1929 I	■	■	■	■	■	■	271	1914 II	+	+	+	+	+	+	866
1950 I	■	■	■	■	■	+	684	1935 II	+	+	+	+	+	+	682
1969 I	■	■	■	■	■	+	630	1939 II	+	+	+	+	+	+	947
1972 I	■	■	■	■	■	■	948	1958 II	+	+	+	+	□	□	1319

Год и месяц	Номера регионов						Значение Ds, тыс. км	Год и месяц	Номера регионов						Значение Ds, тыс. км		
	1	2	4	5	8	9			1	2	4	5	8	9			
1929 II	■	■	■	■	■	■	423	1962 II	+	+	+	+	+	+	989		
1931 II	■	■	■	■	■	■	495	1963 II	■	+	+	+	+	+	819		
1933 II	■	■	■	■	■	■	606										
1951 II	■	■	■	■	■	■	186										
1969 II	■	■	■	■	■	■	684										
31 месяц	«Н» – норма						ср.	591	28 мес.	«Н» – норма						ср	

колонок табл. 4, содержащих уровень диссимметрии во внешнем факторе, легко убедиться в том, что значение этого фактора сильно отличается при разных знаках Δt . В среднем для случаев с ④ Δt он выступает в значениях 987, а для случаев с ③ Δt – в значениях 591.

Чтобы была понятной такая роль Ds, напомним, что для высоких значений Ds характерна частая смена элементарных синоптических процессов (ЭСП), наблюдаемая обычно при увеличенной скорости вращения Земли, характерной для высоких значений Ds. В этих условиях повышенная облачность в зимних условиях, конечно же, стимул к положительной аномалии температуры воздуха. Вообще, о влиянии Ds на аномальность температуры воздуха, как и на многие другие параметры климата, можно ознакомиться подробнее в работах автора, упомянутых в списке литературы.

Чтобы глубже убедиться о роли Ds в формировании экстремальных Δt отдельно по сезонам и в среднем за год, приведем еще табл. 5, в которой показано число экстремальных положительных и экстремальных отрицательных Δt в целом по всем регионам России в процентах. Пожалуй, самой крупномасштабной формой показа влияния внешнего фактора (Ds) на аномалию температуры воздуха являются аномалии средней годовой температуры воздуха для зоны 30–60° с.ш. Об этом можно судить по данным табл. 6, из которой следует, что амплитуда колебания аномалий температуры воздуха между различными фазами Ds в среднем за год в фазах минимума Ds составляет по зоне 60–90° 13,1°, а в фазах максимума – 15,4°. В зоне 30–60° с. ш. Δt средней годовой температуры колеблется в фазах минимума Ds от -1,8° до +0,3°, т.е. в пределах 2,1°, а в фазах максимума – 5,0°.

Т а б л и ц а 5

Периоды года	Месяцы	В фазах максимума Ds		В фазах минимума Ds	
		④	③	④	③
Год		65	35	68	32
Полугодия	X – III	56	44	61	39
	IV – IX	60	40	50	50
Сезоны	XI – II	75	25	62	38
	VI – VIII	90	10	60	40

Т а б л и ц а 6

Условные обозначения фаз Ds		м	М	м	М	м	М	м	М	м	М
Годы фаз минимума (м) и фаз максимума (М) Ds		1891–1897	1899–1905	1906–1916	1917–1924	1925–1938	1939–1946	1947–1954	1955–1962	1963–1978	1979–1986
Аномалии температуры воздуха (°C) по зонам	60–90°C	-7,5	-6,1	-4,8	-1,4	+6,9	+9,3	+5,6	+1,9	-1,0	+2,5
	30–60°C	-3,8	-1,7	-2,6	-1,3	+1,2	+1,8	+1,2	+2,3	-0,5	+1,5

Приведенные в данном разделе факты и суждения в отношении пространственно-временных аномалий температуры воздуха по отдельным регионам и их комплексам являются полезными не только в общепознавательном отношении. На наш взгляд, они могут иметь также немаловажное значение и в прогностическом отношении. Так, например, если в перспективном плане выделяются какие-либо сценарии социально-экономических действий, то в этом случае весьма полезно учитывать, какие фазы Ds придется на перспективно планируемый период. Это возможно потому, что значения диссимметрии Солнечно-планетной системы астрономически точно рассчитываются на долгое время вперед. И в более кратко-

срочном отношении (на год или сезон) по вероятностным связям и сопряженности Δt между регионами можно судить о надежности составленного прогноза погоды или при отсутствии такового – об ожидаемых условиях Δt на основе вышеприведенных таблиц.

*Факторы формирования крупномасштабных аномалий средней
месячной температуры воздуха (Δt) на пространстве
от Прибалтики до Тихого океана*

Анализируя проблему сопряженности крупных пространственно-временных аномалий климатических параметров с внешними факторами, во избежание оценки выводов случайными, необходимо иметь в виду, что основной внешний фактор в роли диссимметрии в Солнечно-планетной системе (D_s) оказывает свое влияние разными путями: это и тепловая радиация Солнца, и цикло-антициклоническая деятельность атмосферной циркуляции, зависящая в свою очередь от колебаний скорости вращения Земли, и геомагнитная активность, теснота зависимости которой с D_s оценивается в среднем коэффициентом корреляции (τ) величиной от 0,33 до 0,86.

Для оценки глобальной зависимости крупномасштабных экстремальных аномалий среднемесячной температуры воздуха (Δt) от внешнего фактора рассмотрим данные, приведенные в табл. 7.

Т а б л и ц а 7

Периоды года	Месяцы	В фазах максимума D_s		В фазах минимума D_s	
		④	③	④	③
Год		65	35	68	32
Полугодия	X – III	56	44	61	39
	IV – IX	60	40	50	50
Сезоны	XI – II	75	25	62	38
	VI – VIII	90	10	60	40

Оказывается, что в средней годовой оценке повторяемости экстремальной положительной аномалии Δt (знак ④) в целом по всем регионам России одновременно между фазами D_s незначительна и оценивается лишь 3 %, по экстремальной отрицательной аномалии (знак ③) – тоже 3 %).

Однако в рамках полугодий эта разница является существенной, достигая 10 %. Что касается отдельных сезонов года, то в этих интервалах времени у однородных знаков аномалии Δt довольно существенная разница в повторяемости зависимости от фазы Ds. В периоде XI–II она равна для однозначных $+\Delta t$ 13 %, а в периоде VI–VIII – даже 24 %.

Следовательно, при переходе из одной фазы Ds в другую самым серьезным образом надо учесть изменение вероятности чрезвычайных (в смысле величины и территориального охвата) климатических сюрпризов типа холодов зимы 2006 г., когда климатический катаклизм обошелся громадными экономическими потерями, очень многими потерями и человеческими жертвами. Вряд ли такое можно предвидеть иначе, чем через Ds, уровень которой поддается строго астрономическому расчету надолго вперед.

Выше (табл. 4) уже указывалось, что экстремальные отрицательные аномалии на большой площади в прошлом 96-летию формировались в основном при низких значениях главного внешнего фактора (Ds). То же самое имело место отдельно в регионе 1 (север ЕТС), где в среднем для фаз минимумов Ds, состоящих из 12 лет, наблюдаются три зимы с большим охватом экстремальных холодов зимой. Да и в летних сезонах экстремальные отрицательные аномалии температуры воздуха встречаются за фазу минимума Ds в два с лишним раза.

В фазах максимума Ds в среднем отрицательные экстремумы температуры воздуха встречаются по разу за 8–13 лет. Следовательно, такая редкость зимы, как зима нынешнего, 2006, года, будет в фазу максимума, которая начнется, по расчетам, с 2017 г. До того, т.е. еще примерно в ближайшие десять лет, нужно опасаться трех экстремально холодных зим со свирепствованием почти по всей территории России и соседнего Казахстана.

Выводы по аномалиям температуры

1. В летнем полугодии в целом на территории от Прибалтики до Дальневосточного региона включительно повторяемость экстремальных аномалий среднемесячной температуры воздуха ④ Δt и ③ Δt близка друг к другу (22 и 20 % от общего числа месяцев 576). Сравнительно заметное различие между двумя классами аномалий в

летнем полугодии имеется только для территории Дальнего Востока, где летом $\searrow \Delta t$ на 27 % больше, чем $\textcircled{3} \Delta t$.

В зимнем полугодии в целом та же картина, экстремальных $+\Delta t$ больше, чем экстремальных $-\Delta t$. В этом полугодии выделяется от остальных только территория Казахстана.

Первое место по формированию экстремальных отрицательных Δt занимает январь. Что же касается повторяемости сочетаний регионов, то в экстремально холодных зимах они чаще всего выступают в группах по 4–5.

Наиболее часто экстремальная положительная аномалия температуры воздуха в январе формируется в регионе Западной Сибири.

2. В летнем полугодии сопряженность знаков Δt между регионами сильно зависит от пары сопоставляемых регионов. Максимальная однозначность знаков $\textcircled{4} \Delta t$ наблюдается в паре Восточная Сибирь – Дальневосточный регион, для которой она равна 90 %. Как ни странно, затем (80 %) следует однозначность Δt у пары северная половина Европейской территории России – Дальневосточный регион. Минимум однозначности экстремальных Δt положительного знака относится к паре ЕТР – Восточная Сибирь, для которой она ниже 40 %.

Очень характерным обстоятельством оказывается исключительно низкая вероятность ($< 10\%$) совпадений знаков $-\Delta t$ между всеми парами регионов. Она низка также и для зимнего сезона. Зато в зимнем сезоне (X – III) довольно однородная для всех пар регионов служит сопряженность знака $\textcircled{4} \Delta t$, которая укладывается в рамках 52–64 % при среднем значении 58 %.

3. В отношении факторов формирования различных знаков аномалий среднемесячной температуры воздуха прежде всего заслуживает особого внимания то обстоятельство, что различие в площадном распространении (по регионам) отрицательных и положительных экстрем Δt существенную роль играет диссимметрия Солнечной системы. Различные ее фазы по мощности способствуют формированию однозначных аномалий температуры воздуха на очень больших территориях. Экстремально высоким значениям D_s соответствуют положительные Δt на всем пространстве от Прибалтики до Дальневосточного региона включительно. Большое пространственное распространение отрицательных аномалий температуры обуславливается фазами минимума D_s .

В годовых итогах повторяемости знаков экстремальных аномалий Δt по обоим категориям знака ($\textcircled{4}\Delta t$ и $\textcircled{3}\Delta t$) заметные различия отсутствуют между фазами Ds. По полугодовым же в повторяемости как $\textcircled{4}\Delta t$, так и $\textcircled{3}\Delta t$ различия между фазами Ds довольно заметны. Они отличаются примерно на 20 %. Между зимним (XI–II) и летним (VI–VIII) сезонами, хотя в среднем того же порядка различие, но сильно выделяются уровни повторяемости знаков $\textcircled{3}\Delta t$ при фазах максимума Ds и минимума (больше чем вдвое).

В фазах максимума Ds отрицательные по знаку экстремы Δt в среднем встречаются по разу за 8–10 лет, тогда как в фазах минимума Ds жестокие зимние морозы на большой территории формируются в два с лишним раза чаще. Такая возможность является существенной угрозой почти для всего ближайшего десятилетия. Редкость таких зим, как зима 2006 г. (II–III), наступит, по расчетам, только после 2017 года.

Наличие макромасштабной сопряженности между внешним космическим фактором и экстремальными аномалиями климатических характеристик со временем может стать надежной основой перспективного планирования крупных народно-хозяйственных систем, таких, как перекачка и транспортировка ископаемых (угля, нефти, газа) из одних частей страны в другие, из страны в страну.

Значительные и долгопериодные различия в экстремальных условиях на больших пространствах – повод к перестройке старых и проведению новых трасс электропередач и водных трансляций.

Более вероятными и близкими по времени могут быть и частично уже решаются задачи учета чрезвычайных явлений как с целью избежания потерь, так и в смысле эффекта от их учета. Из примера суровой зимы 2006 г., обусловившей колоссальные убытки и жертвы, можно сделать вывод о том, что будь начало прогноза хотя бы за несколько месяцев до начала зимы, то и убытки были бы многократно меньше.

Данное исследование, которое помогло выявить тесную сопряженность знаков экстремальных аномалий температуры воздуха над значительной частью территории Российской Федерации с внешним фактором, можно считать немалым достижением. Ведь на материалах последнего столетия показано, что экстремально низкая среднемесячная температура воздуха, наблюдаемая над пространством от Прибалтики до Енисея одновременно, через одиннадцать месяцев чаще (в 82 %) меняется на положительную

аномалию. Аналогично для той же территории исходная экстремальная положительная аномалия переходит на 11-й месяц на отрицательную аномалию. Этот факт объясняется определенной временной ритмикой космико-синоптической природы.

Чтобы воспользоваться этим свойством для прогноза, необходимо располагать каталогом Δt упомянутого региона по месяцам за несколько последних десятилетий.

2. Характеристики аномалий месячных сумм атмосферных осадков (ΔR) в крупных пространственных и временных масштабах

Повторяемость классов ΔR по регионам и их сочетание в рамках месяцев и полугодий

Исходными данными по аномалиям атмосферных осадков, как и данные по аномалиям среднемесячной температуры воздуха, послужили данные, опубликованные в каталогах аномалий температуры и осадков ГУ «ВНИИГМИ-МЦД» в 1981 г. В этом разделе анализ исходного материала также проведен по укрупненным районам (мы их назвали регионами соответствующих наименований). Здесь также приводятся таблицы пространственного и временного распределения классов аномалий осадков, приведены показатели сопряженности аномалий между регионами, а также некоторые доказательства зависимости характеристики осадков от внешнего фактора в роли часто употребляемого показателя диссимметрии Солнечно-планетной системы.

В табл. 8 приведен каталог по годам и по четырем регионам с указанием года и месяца с тем или иным классом аномалии сумм осадков (ΔR). Причем здесь фигурируют три класса аномалий осадков, а именно класс экстремального избытка осадков (И), класс экстремального дефицита (Д) и класс нормы осадков (Н). Класс умеренных значений аномалий осадков встречается сравнительно реже и повторяемость его не приводится. К тому же обозначения этого класса аномалий в упомянутом каталоге напечатаны так нечетко, что трудно различить знак «И» и «Н». Что касается классов экстремального избытка и экстремального дефицита, то они в исходном каталоге напечатаны четко «ЭИ» и «ЭД». В нашей обработке данных знак «Э» приводится не всегда.

Т а б л и ц а 8

Каталог случаев экстремального избытка и экстремального дефицита месячных сумм атмосферных осадков по комплексам регионов: ЕТР (1), Западной Сибири (2), Казахстана (3) и Восточной Сибири (4)

Год	1	2	3	4	Год	1	2	3	4	Год	1	2	3	4	Год	1	2	3	4	Год	1	2	3	4
	ЯНВАРЬ					МАРТ																		
1902	и	и	и	н	1903	д	д	д	д	1959	д	д	д	н	1971	д	д	д	д	1936	д	н	д	д
1935	д	д	д	д	1904	д	д	д	н	ИЮНЬ					ОКТАБРЬ					1944	д	д	д	н
1942	н	н	д	д	1905	д	д	н	д	1901	д	д	н	д	1901	д	д	д	н	1955	и	и	и	н
1943	н	д	д	д	1907	д	д	д	д	1911	д	д	д	д	1906	д	д	д	н	1958	н	и	и	и
1948	и	и	и	и	1911	д	н	д	д	1936	д	д	д	н	1909	д	д	д	д	1967	и	д	д	д
1966	и	и	и	и	1916	д	д	н	д	1963	д	д	д	д	1910	д	н	д	д	1973	н	д	д	д
1967	н	д	д	д	1922	и	и	н	и	1964	д	д	д	н	1917	д	д	д	д					
1969	д	д	д	д	1934	д	д	д	н	ИЮЛЬ					1955	д	д	д	д					
1978	и	и	и	и	1943	д	д	д	д	1904	д	д	д	н	1971	н	д	д	д					
	ФЕВРАЛЬ				1949	д	д	д	д	1967	и	и	и	и		НОЯБРЬ								
1904	и	и	и	и	1966	и	и	и	н	1971	д	д	д	н	1922	д	н	д	д					
1910	д	д	д	д	1976	д	д	н	д	1975	д	д	д	н	1927	н	и	и	и					
1919	и	и	и	и	АПРЕЛЬ					АВГУСТ					1935	д	д	д	н					
1935	д	н	д	д	1914	д	д	д	н	1918	н	д	д	д	1956	н	д	д	д					
1924	н	д	д	д	1916	н	д	д	д	1924	д	д	д	н	1959	д	д	д	н					
1929	д	д	д	д	1918	д	д	д	д	1925	н	д	д	д	1961	н	и	и	и					
1931	д	д	д	н	1936	н	д	д	д	1929	д	д	д	н	1963	д	и	и	н					
1942	д	д	д	д	1953	н	д	д	д	1951	д	д	д	н	1975	д	д	д	д					
1945	н	д	д	д	1963	д	д	д	д	1973	д	д	д	д	1976	д	д	д	д					
1951	д	н	д	д		МАЙ					СЕНТЯБРЬ					ДЕКАБРЬ								
1955	и	и	и	и	1901	н	д	д	д	1901	д	д	д	д	1903	д	д	д	н					
1964	н	д	д	д	1911	д	д	д	н	1906	д	д	д	н	1913	и	и	и	н					
1966	и	и	и	и	1916	н	д	д	д	1909	д	д	д	д	1915	и	и	и	и					
1969	д	н	д	д	1917	д	д	д	д	1910	д	н	д	д	1921	н	д	д	д					
1972	д	н	д	д	1927	д	д	д	д	1917	д	д	д	д	1929	д	д	д	д					
	МАРТ				1934	д	д	д	д	1956	н	д	н	д	1935	н	д	д	д					

Табл. 8 приведена в целях общего показа за период 1901–1976 гг. частоты классов аномалий ΔR по всем месяцам года и четырем регионам по годам, где они наблюдались. На основе этой таблицы сделаны выводы по ряду характеристик. Так, выявлено, что в 76 годах сочетания экстрем осадков наблюдались более чем в двух регионах 50 раз, тогда как в 26 годах они либо совсем не наблюдались, либо они имели место лишь в одном регионе, либо

реже – в двух регионах одновременно. В трех и более регионах из четырех одновременно экстремумы ΔR имели место, например, в десяти годах: 1902, 1904, 1915, 1919, 1927, 1953, 1961, 1963, 1966, 1967, 1978.

В годовом разрезе два вида масштабов экстремальных ΔR по месяцам распределились следующим образом: I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII, по два и более месяцев подряд в следующее число раз: 9 15 12 6 6 5 4 7 7 7 9 12.

Эти данные свидетельствуют о том, что крупномасштабные аномалии экстремального вида (как избытка, так и дефицита) осадков в основном наблюдались в зимних полугодиях. Что же касается летнего полугодия, то крупные аномалии осадков обоого знака исключительно редки.

Участие отдельных регионов в видах распределения экстремальных аномалий осадков показано в табл. 9.

Т а б л и ц а 9

Регионы	Виды распределения экстрем ΔR				
	по всем регионам экстремаль- ный (ЭИ)	по всем регионам экстремаль- ный дефицит (ЭД)	ЭИ в трех регионах	ЭД в трех регионах	Сумма
ЕТР	9	19	4	24	56
Западная Сибирь	11	17	8	50	86
Казахстан	9	15	7	56	87
Восточная Сибирь	8	16	5	41	70
Сумма	37	67	24	171	299

Анализ повторяемости класса «Норма» (Н) за 76 лет в годовом разрезе показал для групп из трех регионов следующие итоги по месяцам:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
9	15	12	6	4	5	4	7	7	7	9	12	100

Следовательно, ежегодно 8,3 случаев класса «Норма» в сумме по трем регионам, а по каждому региону из рассматриваемых в отдельности – 2,8 раза или, округляя, – трижды в год.

Годовая повторяемость сочетаний классов ΔR в парах регионов

В этом анализе под парами регионов имеются в виду следующие их сочетания: ЕТС в целом и Западная Сибирь, Западная Сибирь и Казахстан, Казахстан и Восточная Сибирь, ЕТС в целом и Казахстан, Западная Сибирь и Восточная Сибирь, ЕТС в целом и Восточная Сибирь. Сочетания классов ΔR по этим шести парам регионов приведены в табл. 10, свидетельствующей о том, что, во-первых, наибольшей частотой по всем парам регионов обладает класс экстремального дефицита осадков (в среднем 46,8 %), максимальная (58,4 %) – у пары регионов Западная Сибирь и Казахстан. Затем следует (55,6%) пара Казахстан и Восточная Сибирь. Во-вторых, экстремальный избыток является вторым по частоте с максимумом (25 %) также в паре регионов Западная Сибирь – Казахстан. Характерно, что повторяемость классов ΔR дефицита и избытка является наименее вероятной во всех парах регионов и в среднем составляет лишь 0,4 %; 0,8 % – в паре ЕТС и Западная Сибирь и 1,7 % – в паре ЕТС и Казахстан.

Обращает на себя внимание и то, что сочетание классов «НД» (норма – дефицит) в паре регионов ЕТС – Казахстан достигает 20 %, что, как и повторяемость классов «ИИ», является второй категорией повторяемости после сочетания «ДД».

В деле долгосрочного прогнозирования аномалий месячных сумм атмосферных осадков важно учитывать, что вместе частота повторяемости сочетаний «ИИ» и «ДД» составляет для некоторых пар регионов более 75–83%. Это обстоятельство важно иметь в виду при прогнозах аномалий осадков по большой территории. В этих случаях целесообразно с помощью табл. 10 проконтролировать на прогнозируемой карте вероятность полей с разным знаком аномалии ΔR .

Если табл. 10 свидетельствует о том, что во всех парах регионов доминирующей частотой обладают сочетания классов ΔR «ИИ» и «ДД», то табл. 11 указывает, что, например, сочетания «ДД» чаще встречаются в марте месяце, а сочетания «ИИ» – чаще в январе, где сочетания классов «ИИ» имеют частоту лишь 9,1 %.

Т а б л и ц а 10

Сочетания классов ΔR	Сочетания регионов						Средняя
	1 – 2	2 – 3	3 – 4	1 – 3	2 – 4	1 – 4	
ИИ	22,8	25,0	19,5	20,3	11,3	14,0	20,2
ДД	38,6	58,4	55,6	47,5	43,9	36,8	46,8
НД	17,6	10,0	3,7	20,3	12,3	17,5	13,6
ДН	12,3	3,3	9,3	3,4	14,0	15,8	13,3
ИН	0	3,3	9,3	1,7	10,5	8,8	5,6
НИ	5,3	9,0	2,0	3,4		5,3	4,2
ДИ	0,8			1,7			0,4
ИД	0,8		2,0	1,7		1,8	1,6

В заключение отметим, что структура повторяемости классов аномалий ΔR по месяцам май – октябрь подробно не приводится, ибо экстремальные ΔR в этих месяцах наблюдались в сравнительно малом числе лет.

Т а б л и ц а 11

Сочетания классов ΔR	Сочетания регионов					Средняя
	XI	XII	I	II	III	
ИИ	29,2	20,7	42,3	26,7	9,1	25,6
ДД	54,2	55,2	46,2	46,7	63,6	53,2
ДН	8,3	10,3		11,1	18,2	9,6
НД	8,3	13,8	11,5	15,5	9,1	11,6

*Факторы формирования крупномасштабных аномалий
месячных сумм атмосферных осадков (ΔR) на пространстве
от Прибалтики до Тихого океана*

Структура текстовой части и характер таблиц во многом сходны с предыдущим. Переходя к их описанию, прежде всего заметим, что здесь экстремальные аномалии месячных сумм атмосферных осадков будут фигурировать в знаках «ЭИ» – экстремальный избыток и «ЭД» – экстремальный дефицит. Что касается регионов, то

они в основном те же, что в разделе 1. Предварительно отметим, что исходными данными для анализа аномалий осадков явился каталог классов аномальности месячных сумм осадков по укрупненным районам бывшего СССР, опубликованный отделом климатологии ГУ «ВНИИГМИ-МЦД» в г. Обнинске в 1981 г. Данные в этом каталоге приведены за 85 лет (с 1891 г. по 1976 г. включительно).

Переходя к непосредственному анализу ΔR , прежде всего приведем список лет и месяцев, когда над всей территорией от ЕТС до Восточной Сибири наблюдались экстремальные значения «ЭИ» и «ЭД».

Т а б л и ц а 12

Год и месяц		Знак Ds	Годы с наличием ЭИ			
годы с ЭИ	месяц		годы с ЭД	знак Ds	годы с Ds	знак Ds
1902	I	м	1901	М	1942	М
1904	II	м	1905	М	1944	М
1915	XII	м	1906	М	1949	м
1919	II	М	1907	м	1951	м
1922	III	М	1909	м	1953	м
1927	XI	м	1910	м	1955	М
1948	I	м	1911	м	1959	М
1955	XII	м	1914	м	1964	м
1958	XII	М	1916	м	1968	м
1961	XI	М	1917	М	1969	м
1963	XI	м	1918	М		
1966	I	м	1921	М		
1966	II	м	1927	м		
1966	III	м	1929	м		
1978	I	м	1931	м		
Всего 15 месяцев	м	11	1934	м		
			1935	м		
	М	4	1936	м		

Т а б л и ц а 13

Среднее многолетнее годовое число экстремально сухих и экстремально влажных месяцев по фазам Ds

Регионы России	Фазы Ds	Фазы минимума Ds		Фазы максимума D		Разность между категориями в фазах Ds	
		ЭД	ЭИ	ЭД	ЭИ		
Север ЕТР	Число пунктов 121	1,7	3,7	2,6	1,9	2,0	0,7
Юг ЕТР	Число пунктов 129	1,8	2,6	3,7	1,7	0,8	2,0
Западная Сибирь	Число пунктов 44	2,3	2,8	3,6	2,0	0,5	1,6
Северная часть востока Сибири	Число пунктов 21	2,7	1,7	4,2	1,7	1,0	2,5
Северная часть Дальнего Востока	Число пунктов 39	2,1	2,4	4,0	1,8	0,3	2,2

Примечание. Выводы, сделанные за 84 года (1891 – 1975 гг.), показывают, что в фазах минимума диссимметрии Солнечной системы экстремальный дефицит осадков в среднем встречается около двух раз, тогда как экстремально влажные – 3,7 раза в году.

Совершенно иная картина с осадками наблюдалась в фазах максимума Ds: в среднем 2,6 месяца за год с экстремальным дефицитом осадков и только 1,9 месяца за год с экстремальным избытком осадков. Такова картина увлажнения в среднем по пяти регионам России при анализе данных осадков по пяти фазам минимума Ds и четырем фазам максимума Ds. Естественно, что между самими минимумами и максимумами фаз этого внешнего фактора также наблюдаются некоторые различия в осадках.

Анализ табл. 12 и 13 довольно убедительно показывает существенное различие повторяемости экстремальных значений аномалий по осадкам во всех регионах, от западных до восточных, в зависимости как по определенным фазам Ds, так и в средних значениях каждого из двух категорий Ds (М и м). Так, например, в фазу максимума Ds 1798–1904 гг. число месяцев в году с экстремальным дефицитом осадков было в четыре с лишним раза меньше, нежели экстремально влажных. В среднем за девять фаз Ds различие в годовом числе случаев между дефицитом и избытком осадков составляет 1,5 месяца (табл. 13).

Т а б л и ц а 14

Среднее число месяцев в году с экстремальным избытком атмосферных осадков (верхние строки) и с экстремальным дефицитом осадков (нижние строки) по регионам России и фазам интенсивности внешнего фактора

Регионы	Фазы минимума (м) и максимума (М) диссимметрии Солнечной системы (Ds)									
	1891–1897 м	1898–1904 М	1905–1916 м	1917–1924 М	1925–1938 м	1939–1946 М	1947–1954 м	1955–1960 М	1961–1976 м	Средние
Северная полови- на ЕТР	2,6	1,2	1,1	1,6	2,0	1,1	2,8	1,6	1,9	1,7
	2,7	3,0	1,6	4,2	2,0	1,9	1,9	2,5	2,0	2,4
Южная половина ЕТР	1,2	1,0	2,0	2,2	2,2	1,9	2,1	1,3	2,2	1,8
	2,7	4,4	3,6	4,6	4,5	3,8	3,4	3,0	2,8	3,6
Западная Сибирь	3,0	2,0	1,8	2,2	2,8	1,6	2,6	1,8	3,0	2,3
	2,8	6,2	2,2	5,2	2,7	3,0	2,0	3,0	2,4	3,3
Север Восточной Сибири	2,9	2,4	2,6	1,6	2,0	1,3	1,8	2,0	1,9	2,1
	2,5	5,8	3,3	6,4	2,3	2,8	3,2	3,5	2,4	3,6
Северная часть Дальнего Востока	3,1	2,2	2,8	2,0	2,4	0,9	2,2	2,0	2,2	2,2
	2,1	5,2	3,0	5,4	2,1	3,1	3,6	4,0	2,9	3,5

Табл. 12 и 13 позволяют сделать еще такие выводы: из 76 лет в 26 (34 %) не было групповых экстремальных ΔR более чем в двух регионах из пяти; из 26 лет без групповых сочетаний ΔR в 20 (77 %) значение D_s не превышало 1000 тыс. км; никакие группировки экстремальных ΔR не имели места (т. е. были ΔR не более одного месяца) в следующих годах: 1920, 1923, 1931, 1941, 1944, 1946, 1947, 1950, 1957, 1960, 1962, 1968, 1970, 1976, причем в девяти из них (64 %) наблюдалась фаза максимума D_s .

Определенный интерес представляет количество случаев участия каждого региона в различных сочетаниях ΔR за 76-летний период (табл. 15).

Т а б л и ц а 15

Регионы	Виды распределения ΔR (комплексы)				
	всюду ЭИ	всюду ЭД	ЭИ в трех регионах	ЭД в трех регионах	без группировок ΔR
ЕТС	9	19	4	24	26
Западная Сибирь	11	17	8	50	26
Восточная Сибирь	9	15	7	56	26
Север Дальнего Востока	8	16	5	41	26

Выводы по аномалиям осадков

1. Экстремальные аномалии месячных сумм атмосферных осадков в целом в четырех регионах (ЕТР, Западная Сибирь, Казахстан, Восточная Сибирь) как положительного (ЭИ), так и отрицательного (ЭД) знака, т.е. избыток и экстремальный дефицит в 86-летию, наблюдались сравнительно редко и по месяцам года неравномерно. В периоде IX–III их было 7–15 раз, а в месяцах IV–VIII – 4–6 раз.

За 86 лет мегаплощадное распространение экстремальных аномалий осадков по упомянутым четырем регионам в целом составило около 10 % лет.

Во всех четырех рассматриваемых регионах повторяемость экстремального дефицита месячных сумм осадков в 2–3 раза было чаще, чем случаев экстремального избытка осадков. По обоим категориям дефицита осадков максимальная повторяемость за Казахстаном и Западной Сибирью. В сумме по обоим категориям ΔR с минимумом выделяется Европейская территория России.

2. Во всех парах регионов максимальной повторяемостью выделяется сочетание (т. е. сопряженность) класса «ДД» (47 %), тогда как классы «ИИ» встречаются в 20 % месяцев рассматриваемого периода лет. Реже всего (0,4 %) рядом классы «Д» и «И» (дефицит и избыток). В одновременном формировании комплекса «ИИ» наибольшей повторяемостью выделяются пары Западная Сибирь – Казахстан и Казахстан – Восточная Сибирь.

3. В фазах минимума Ds класс «ЭИ» (экстремальный избыток) в среднем по всем регионам встречается чаще, чем класс «ЭД», тогда

как в фазах максимума Ds соотношение обратное, т.е. экстремальный дефицит осадков в среднем в три раза более частое явление.

Во всех регионах среднее число месяцев в году с дефицитом осадков в два с половиной раза больше, чем с экстремальным избытком. Такое различие особенно характерно для фаз максимума Ds.

В заключение еще следует отметить, что во всех регионах относительно большая частота участия в сплошных (повсеместных) случаях «ЭД», нежели в случаях «ЭИ». Аналогичное сопоставление обнаруживает громадное различие в повторяемости «ЭИ» и «ЭД» для совокупностей из трех регионов однозначной ΔR .

Перечисленные выводы, как в части экстремальных аномалий температуры воздуха, так и в части экстремальных аномалий месячных сумм атмосферных осадков, представляют определенный интерес в исследовательских целях по климатологии такой крупной территории, как территория Российской Федерации, а также в долгосрочном прогнозировании погоды на месяцы, сезоны и более длительные периоды. Определенный интерес анализы могут представлять и для крупных хозяйственных программ.

Для всех возможных потребителей может быть полезно также Приложение к статье, ибо оно является базой как в диагностических, так и в прогностических целях. Было бы весьма полезным выполнить анализ исходных данных по температуре воздуха и атмосферным осадкам за последние 30 лет, за которые сводных данных по укрупненным районам еще нет ни в ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», ни в других НИИ.

Список литературы

1. Байдал М. Х. О временной сопряженности климатических характеристик с внешними факторами // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – Обнинск. 1987. – Вып. 141. – С. 23–38.
2. Байдал М. Х. Технология диагноза космико-климатических колебаний. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2002.
3. Байдал М. Х. Факторный анализ и прогноз аномалий сезонных метеорологических явлений. – Обнинск, 2004.
4. Байдал М. Х. Прогностически значимые свойства климата в региональном и глобальном масштабах. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2005.
5. Бараш С. И. Космический «дирижер» климата и жизни на Земле. – Санкт-Петербург: ПРОПО, 1994.

6. Коваленко В.Д., Кизим Л.Д., Пошестюк А.М. и др. Исследование причин изменчивости климата // Труды Сибирского отделения ВАСХНИЛ. – Новосибирск, 1987.

7. Лосев К.С. Климат вчера, сегодня и завтра. – Л.: Гидрометеиздат, 1985.

8. Мешерская А.А., Блашевич В.Г. Каталог температурно-влажностных характеристик с учетом площади распространения по экономическим районам основных зернопроизводящих зон СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 330 с.

Приложение

Значения диссимметрии Солнечно-планетной системы (Ds) и ее структура

Периоды фаз (годы)	Название фазы	Продолжи- тельность в годах	Среднее значение Ds, тыс.км	Максимум за фазу	Минимум за фазу
1898–1905	максимум	8	1041	1092	
1906–1916	минимум	11	581		208
1917–1924	максимум	8	1199	1342	
1925–1938	минимум	14	700		562
1939–1946	максимум	8	1201	1310	
1947–1954	минимум	8	553		148
1955–1962	максимум	8	1205	1342	
1963–1978	минимум	16	650		390
1979–1986	максимум	8	1314	1440	
1987–1993	минимум	8	565		98
1994–2000	максимум	8	1317	1370	
2001–2017	минимум	16	659		384
2018–2025	максимум	8	1229	1375	
2026–2034	минимум	9	536		141
2035–2048	максимум	8	1315	1354	

ХОЛОДНЫЕ (СУРОВЫЕ) И ТЕПЛЫЕ ЗИМЫ В ФЕДЕРАЛЬНЫХ ОКРУГАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Оценка состояния зимнего сезона в федеральных округах европейской части России проведена в зависимости от знака параметра W_i из работы [1]. Основными параметрами критерия W_i являются температура воздуха и количество осадков, которые между собой связаны слабо, однако для характеристики зим могут быть использованы, если взять не абсолютные значения T и R , а величины их отклонения по сравнению с нормой (степень аномальности), т.е. $W_i = f(\Delta T, \Delta R)$. Указанные аномалии для сравнимости пронормированы средним квадратическим отклонением (σ), соответственно, для каждого элемента. С учетом этих замечаний для оценки зимнего сезона было принята величина:

$$W_i = \frac{\Delta T}{\sigma_t} + \frac{\Delta R}{\sigma_R}.$$

Расчеты $\frac{\Delta T}{\sigma_t}$ и $\frac{\Delta R}{\sigma_R}$ показали, что их средние значения колеблются около единицы, причем они не зависят от физико-географического положения пункта. Следовательно, нормированные параметры сравнимы между собой и использование их для оценки зимнего сезона вполне правомочно.

Критерий W_i удобен для оценки зимнего сезона тем, что одним числом можно характеризовать состояние зимы.

Для расчета параметра W_i нами использовались осредненные значения ΔT и ΔR за три месяца (с декабря прошлого года по январь–февраль текущего года). Следует отметить, что при расчете W_i за три зимних месяца значения W_i не всегда согласуются с режимом отдельных месяцев зимы, т.е. метеорологический режим, например, декабря может быть прямо противоположным с другим зимним месяцем.

При разделении зим нами приняты следующие градации параметра W_i зима считалась холодной и малоснежной при отрицательных значениях W_i от -0,6 до -1,9; суровой – при $< -2,0$;

при положительных значениях $W_i > 0,6$ – многоснежной и теплой, а от $-0,6$ до $+0,6$ зимний сезон относится к нормальным условиям. Такое разделение зим по параметру W_i в первом приближении соответствует разделению зимнего сезона по градациям аномалии температуры воздуха, а именно, зиму считать холодной, когда $\Delta T < -2,1^\circ\text{C}$, теплой – при $\Delta T > 2,1^\circ\text{C}$, а при $\Delta T \pm 2,0^\circ\text{C}$ зима была в пределах нормы.

По рассчитанным погодичным значениям параметра W_i по группе станций, входящих в тот или иной федеральный округ, составлена таблица значений параметра W_i для каждого зимнего сезона за период 1966–2005 гг. (табл.1). На основании данных табл.1 и принятых градаций для оценки зимнего сезона составлен каталог распределения зим в четырех федеральных округах России (табл.2).

Т а б л и ц а 1

Погодичные значения параметра W_i по федеральным округам европейской части России за зимний сезон (1966–2005 гг.)

Годы	Название федеральных округов			
	Северо-Западный	Центральный	Приволжский	Южный
1966	-0,14	2,22	1,35	1,85
1967	-0,89	-0,73	-1,76	0,45
1968	-0,98	0,17	0,98	1,24
1969	-1,67	-2,02	-2,88	-1,90
1970	-0,79	0,41	0,04	0,93
1971	0,96	-0,19	-0,77	-0,31
1972	-1,23	-2,13	-1,42	-1,85
1973	0,89	0,42	0,08	-1,25
1974	0,53	-0,23	-0,02	-1,36
1975	1,58	1,12	-0,01	1,18
1976	0,14	-0,65	0,40	-0,51
1977	0,02	1,14	-1,27	-0,57
1978	-1,02	-0,74	0,11	-0,63
1979	-1,95	-0,51	0,26	0,78
1980	-0,08	-0,15	-0,14	-0,76

Окончание табл. 1

Годы	Название федеральных округов			
	Северо-Западный	Центральный	Приволжский	Южный
1981	1,32	1,85	0,90	1,43
1982	0,06	0,94	0,34	0,35
1983	1,75	1,75	2,07	1,00
1984	1,34	-0,59	-0,34	-0,53
1985	-2,27	-0,50	-0,60	-0,82
1986	-0,49	0,08	0,32	0,27
1987	-0,96	-1,26	-0,38	0,66
1988	0,14	-0,24	-0,77	-0,56
1989	1,46	1,08	0,81	0,79
1990	2,01	1,44	1,60	0,19
1991	0,54	-0,02	0,17	-0,28
1992	1,07	0,54	0,61	-0,02
1993	1,27	0,09	0,16	-0,69
1994	-0,14	0,69	0,12	-0,27
1995	2,46	1,04	0,82	0,29
1996	-1,40	-1,55	-0,70	-0,76
1997	0,98	-0,59	-0,32	0,74
1998	0,37	-0,42	-0,04	0,94
1999	0,48	0,68	2,13	1,03
2000	2,00	0,98	2,00	0,98
2001	0,50	1,91	2,30	0,39
2002	1,26	0,93	1,47	1,14
2003	-0,88	-1,83	-0,96	-1,11
2004	1,80	1,49	0,92	1,63
2005	1,28	1,32	-0,05	0,61

Используя погодичные значения параметра W_i и каталог распределения зимних сезонов в федеральных округах, можно получить информацию о каждом зимнем сезоне, т.е. о годах с холодными (суровыми) и теплыми зимами. Например, зима 1969 г. была самой холодной с отрицательными значениями W_i от -1,67 до -2,88.

Т а б л и ц а 2

Каталог распределения зим по федеральным округам
европейской части России

Зимний сезон ХП, I, II	Холодные зимы $W_i < -0,6$	Зимы при $0,6 \leq W_i \leq 0,6$	Теплые зимы $W_i > 0,6$
1965–1966		1	–
1967	1,2,3	4	
1968	1	2	3,4
1969	1,2,3,4		
1970	1	2,3	4
1971	3	2,4	1
1972	1,2,3,4		
1973	4	2,3	1
1974	4	1,2,3	
1975		3	1,2,4
1976	2	1,3,4	
1977	3	1,4	2
1978	1,2,4	3	
1979	1	2,3	4
1980	4	1,2,3	
1981			1,2,3,4
1982		1,3,4	2
1983			1,2,3,4
1984		2,3,4	1
1985	1,4	2,3	
1986		1,2,3,4	
1987	1,2	3	4
1988	3	1,2,4	
1989			1,2,3,4
1990		4	1,2,3
1991		1,2,3,4	
1992		2,4	1,3
1993	4	2,3	1
1994		1,3,4	2

Окончание табл. 2

1995		4	1,2,3
1996	1,2,3,4		
1997		2,3	1,4
1998		1,2,3	4
1999		1	2,3,4
2000			1,2,3,4
2001		1,4	2,3
2002			1,2,3,4
2003	1,2,3,4		
2004			1,2,3,4
2005		3	1,2,4

Примечание. Номера и название федеральных округов: 1 – Северо-Западный, 2 – Центральный, 3 – Приволжский, 4 – Южный.

К другим холодным (суровым) зимам следует отнести зимний сезон 1972, 1996, 2003 гг., когда в четырех федеральных округах отмечались экстремальные (отрицательные) значения параметра W_i (табл.2). Теплых зим, как следует из каталога, было в европейской части России значительно больше, чем холодных. При этом количество теплых зим заметно увеличилось с 80-х гг. прошлого столетия и особенно возросло их число в последнее десятилетие. Самые теплые были зимы 1981, 1983, 1989, 2000, 2002, 2004 гг., когда в федеральных округах отмечались высокие положительные значения параметра W_i . Увеличение частоты экстремально теплых зим на территории федеральных округов в определенной степени характеризует изменение климатического режима. Однако в периоды теплых зим в отдельных случаях могут наблюдаться и довольно холодные зимы, обусловленные вторжением холодных воздушных масс.

По каталогу (табл.2) по каждому федеральному округу можно выбрать годы с холодными и теплыми зимами. Например, для Центрального округа за последние 25 лет (с 1981г.) только три зимы (1987, 1996 и 2003 гг.) были холодными, девять зимних сезонов были в пределах нормы, остальные зимы были теплыми, так называемыми безыдерными зимами, т.е. зимы без выраженных периодов с сильными морозами. Распределение зим по параметру W_i в целом неплохо согласуется с данными по распределению зим, приведенных в [2, 3].

По четырем федеральным округам были построены кубические тренды годовых значений параметров W_i . В качестве примера приведен кубический тренд по Центральному федеральному округу (рисунок). Как следует из рисунка, наблюдается тенденция к увеличению теплых зимних сезонов, такая же тенденция отмечается и по другим федеральным округам. Увеличение повторяемости теплых зим согласуется с происходящим в конце XX в. и начале XXI в. общим потеплением климата.

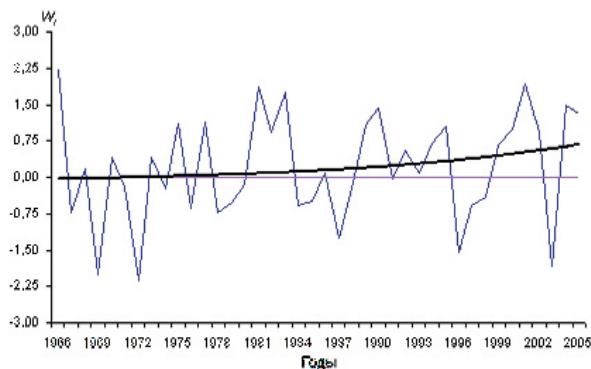


Рис. Кубический тренд годовых значений параметра W_i по Центральному федеральному округу

Располагая каталогом зим по регионам, можно провести оценку распределения воздушных масс по их сопряженности с формированием зимних сезонов, однако это задача других исследований.

Список литературы

1. Попов А. В. О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных малоснежных зим // Труды Гидрометцентра СССР. – 1975. – Вып. 156. – С. 77–84.
2. Сазонов Б. И. Суровые зимы и засухи. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 76–108.
3. Ефанова А. В. Холодные зимы на континентах Северного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – С. 115.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО РЕЖИМА В ТРОПОСФЕРЕ НАД АНТАРКТИЧЕСКИМ ПОЛУОСТРОВОМ

В [3] было отмечено, что на протяжении 90-х гг. прошлого века наблюдалось понижение температуры на большинстве антарктических станций, за исключением Антарктического полуострова. Значительное потепление в его западной части зафиксировано на уровне земли и в тропосфере [4, 15, 16, 18–21]. Оно определено как по синоптическим, так и по радиозондовым и спутниковым наблюдениям [1–4, 7, 10, 14, 17, 19–22], и является наибольшим в Южном полушарии [20]. Этот регион наряду с северо-востоком Аляски и Восточной Сибирью является одной из «горячих точек» на планете, где рост средних годовых значений приземной температуры воздуха превысил средние глобальные значения в 3–4 раза [4]. На станции Фарадей (ныне – Академик Вернадский) за последние пятьдесят лет средняя годовая температура повысилась приблизительно на $2,5^{\circ}\text{C}$ [20]. Несмотря на значительную величину потепления в районе Антарктического полуострова, физические процессы, приводящие к нему, не вполне понятны [1, 17, 21, 22]. Однако во многих работах отмечается изменение температурно-влажностного режима в атмосфере над Антарктическим полуостровом, которое проявляется в потеплении тропосферы [2, 17, 21], изменении облачности [21], увеличении повторяемости циклонов [2, 14, 17], увеличении числа сообщений о зимних осадках [17], адвекции относительно теплого океанического (влажного) воздуха с моря Беллинсгаузена [17]. В большинстве работ информация об изменении влажностного режима была получена на основе наземных наблюдений. Данное исследование проведено для уточнения изменения температурно-влажностного режима в тропосфере по данным стандартного радиозондирования атмосферы.

В связи с обнаружением значительного потепления в отдельных регионах планеты неуклонно возрастает актуальность количественного исследования климатической изменчивости [1], поэтому в данной работе приведены количественные оценки климатических изменений температуры и параметров влажности, полученные на

основе данных стандартного радиозондирования атмосферы в районе Антарктического полуострова. Ниже приведены распределения средних значений температуры T и содержания водяного пара VA в столбе воздуха для стандартных изобарических поверхностей в атмосфере и трендов с ошибкой их определения для соответствующих аномалий (отклонений от многолетних среднемесячных значений) за многолетний год. Также приведены распределения средних значений и трендов соответствующих аномалий для различных месяцев и сезонов для тех же поверхностей. Исследования проведены на примере российской антарктической станции Беллинсгаузен. Для расчета трендов использован так называемый «точечный» метод, разработанный О.А. Алдуховым [1] и основанный на использовании срочных данных с учетом их корреляции во времени. Метод был разработан для исследования изменения климата в труднодоступных полярных районах планеты, а также для оценок трендов в значениях метеовеличин на больших высотах в атмосфере.

Данные. Для исследования климатических изменений температурно-влажностного режима над Антарктическим полуостровом использованы данные стандартных аэрологических наблюдений, содержащиеся в глобальном аэрологическом массиве КАРДС [8, 11, 23]. Исследования проведены на примере российской антарктической станции Беллинсгаузен ($62,18^\circ$ ю.ш., $58,9^\circ$ з.д.), расположенной на о. Кинг-Джордж на высоте 40 м над уровнем подстилающей поверхности. Период наблюдения составил 30 лет (с 1970 по 1999 г.). За весь период наблюдения произошло четыре смены типов радиозондов: RKZ-2 (1970–1976 гг.), RKZ-6 (1976–1988 гг.), MAR3-2-2 (1988–1991 гг.), MAR3-2A (1991–1999 гг.). Всего было обработано 6543 наблюдения, из которых 15 было проведено в 00 ч GTS и 6528 – в 12 ч GTS.

Климатические изменения проанализированы для температуры и содержания водяного пара в столбе воздуха. Данная характеристика влажности характеризует абсолютное содержание влаги в столбе воздуха от уровня подстилающей поверхности до соответствующей изобарической поверхности и является интегральным параметром по высоте. Она была рассчитана по известной формуле [8] на основе данных о температуре и дефиците точки росы, содержащихся в исходном массиве.

Метод. Для расчета трендов аномалий температуры и параметров влажности на уровне подстилающей поверхности и на стандартных

изобарических поверхностях использован так называемый «точечный» метод [1], основанный на использовании срочных данных с учетом их корреляции во времени. Традиционный подход к оценке трендов метеорологических величин базируется на анализе средних месячных и средних годовых значений для наблюдаемых величин. Применительно к данным наблюдений, регулярно проводимым на метеорологических станциях, это заведомо имеет определенный смысл, т.к. каждый анализируемый месяц (год) в таком случае равномерно обеспечен этими наблюдениями. Применительно к неравномерным во времени наблюдениям такой подход приводит к необходимости принятия решения о том, какое число наблюдений и какое распределение наблюдений в течение месяца (года) считать приемлемым для получения «надежных» средних месячных (средних годовых) значений [2, 5, 6, 18]. Примерами таких неравномерных данных являются результаты аэрологических наблюдений на больших высотах для большинства аэрологических станций, а также данные метеорологических и аэрологических наблюдений, проводимых в экстремально сложных погодных условиях полярных областей [2, 20]. Использование «жестких» критериев отбора месяцев (лет) с репрезентативным набором данных наблюдений для соответствующего анализа ведет порой к заведомо неприемлемому исключению редких и крайне ценных наблюдений. Использование же слишком «мягких» критериев отбора месяцев (лет) с малым числом наблюдений или неравномерным распределением этих наблюдений порой ведет к получению заведомо неверных выводов о динамике межгодовой изменчивости рассматриваемых величин и неверной оценке трендов. Из вышесказанного следует актуальность применения методики, позволяющей использовать все имеющиеся наблюдения и в то же время избежать ошибочных выводов, основываясь на редких наблюдениях и иногда пренебрегая более частыми наблюдениями. На рис. 1 приведен пример определения тренда для аномалий от соответствующих многолетних среднемесячных значений температуры T °C на уровне подстилающей поверхности «точечным» методом. На 99% уровне значимости определено потепление с декадными изменениями 0,406 °C/десятилетие.

Сравнение результатов оценок трендов в аномалиях температуры, полученных разными методами (традиционным и «точечным») на основе массивов КАРДС и ААНИИ [13, 14], показало их согласованность [1]. Также оно показало, что среднеквадратическая ошибка определения тренда для «точечного» метода оценки трендов

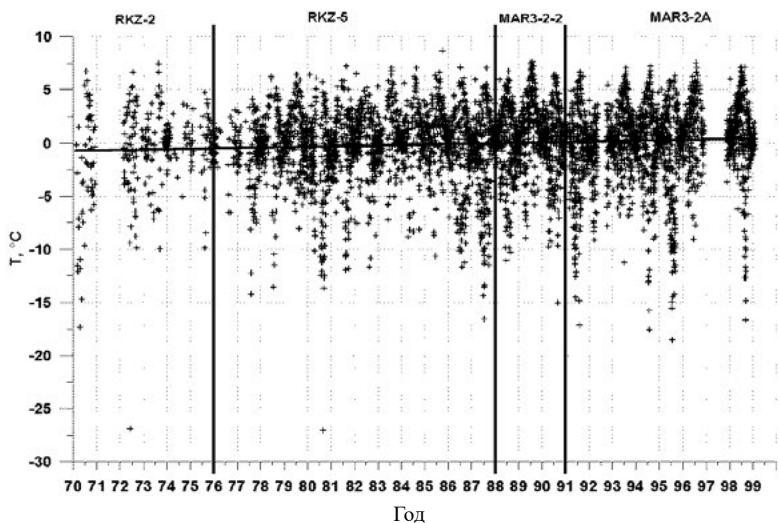


Рис. 1. Временной ряд аномалий от соответствующих много-
 летних среднемесячных значений температуры T °C на уровне
 подстилающей поверхности и тренд $y = 0,406 + 0,135$ °C/де-
 сятилетие, рассчитанный с помощью «точечного» метода,
 для многолетнего года. Тренд определен на уровне значимости
 99,74 %. Вертикальными линиями отмечены даты смены типов
 радиозондов. Беллинсгаузен. КАРДС. 1970–1999 гг.

практически всегда меньше соответствующей ошибки для традиционного метода, а это значит, что статистическую значимость тренда, полученного «точечным» методом, можно определить существенно точнее. «Точечный» метод позволяет получить заметно более гладкие вертикальные профили трендов, что подтверждает их более высокую правдоподобность, он менее чувствителен к длине ряда в смысле близости оценок по массивам разной длины. Использование различных методик для вычисления трендов показало, что предложенный робастный метод, основанный на использовании срочных данных с учетом их корреляции по времени, позволяет получать более точные и надежные оценки трендов, по сравнению с традиционным методом [1]. Это особенно важно при исследовании изменения климата в труднодоступных полярных районах планеты. Краткое описание «точечного» метода изложено в Приложении.

Для визуализации изменений средних значений и трендов с высотой была использована линейная интерполяция

соответствующих значений, рассчитанных для изобарических поверхностей.

О климатических изменениях температуры и содержания водяного пара за многолетний год. На рис. 2 приведены распределения средних многолетних значений температуры T ($^{\circ}\text{C}$) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA $\text{кг}/\text{м}^2$ на стандартных изобарических поверхностях и уровне подстилающей поверхности, а также трендов с ошибкой их определения для соответствующих аномалий для станции Беллинсгаузен за период 1970–1999 гг. В табл. 1 приведены тренды аномалий температуры T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$) на стандартных изобарических поверхностях для многолетнего года за исследуемый период, их уровень значимости, число наблюдений и число лет, использованных для расчета.

Рис. 1 и 2а, а также табл. 1 показывают, что потепление, определенное за многолетний год на уровне подстилающей поверхности ($0,3^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) в районе Антарктического полуострова, имеет место совместно с изменениями температуры в атмосфере: потеплением – в тропосфере и похолоданием – в стратосфере. Из рис. 2а и табл. 1 видна тенденция к уменьшению изменения средней годовой температуры с высотой в тропосфере и увеличению разницы средней годовой температуры в тропосфере и стратосфере. Действительно, потепление в тропосфере усиливается с высотой от $0,3^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ – на уровне 925 гПа до $0,7^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ – на уровне 300 гПа.

Рис. 2а показывает, что максимальное потепление за многолетний год над Антарктическим полуостровом наблюдается в тропосфере выше 500 гПа. Похолодание в слое 200 – 20 гПа максимально между уровнями первой и второй тропопаузы и составляет $-0,3^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ на 200 гПа и $-0,8^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ – на 100 гПа.

Из рис. 2а видно, что величина ошибки в определении тренда возрастает по мере увеличения высоты, а, следовательно, значимость трендов на различных высотах имеет различное значение. В тропосфере она не превышает $0,15^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$, а в стратосфере она возрастает до $0,24$ и $0,27^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ на уровнях 30 гПа и 20 гПа и $0,42^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ на уровне 10 гПа. На уровнях 20 гПа и 30 гПа ошибка в определении тренда температуры превышает значение самого тренда ($-0,1$ – $-0,15^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$).

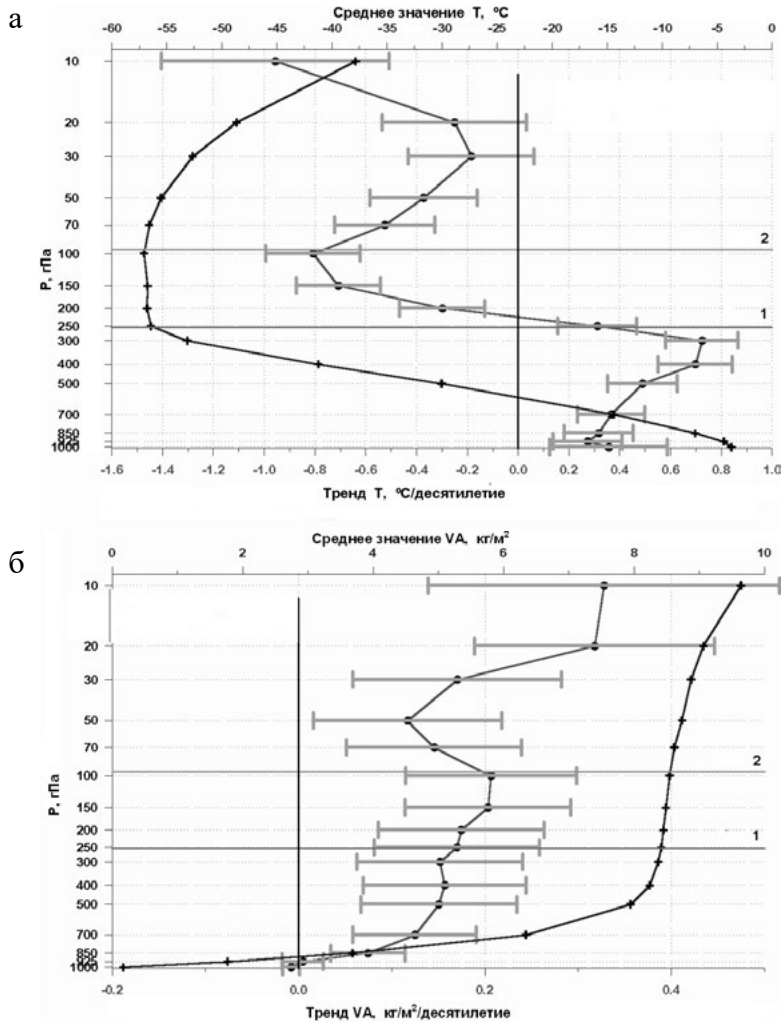


Рис. 2. Распределение средних значений (линии с «+») и трендов для аномалий, рассчитанных с помощью «точечного» метода, с ошибкой определения (линии с «°») на стандартных изобарических поверхностях для многолетнего года для температуры T °С (а) и для содержания водяного пара в столбе воздуха VA $\text{кг}/\text{м}^2$ для (б) Тренды приведены в расчете на десятилетие. Беллинсгаузен. КАРДС. 1970–1999 гг.

Т а б л и ц а 1

Тренды аномалий температуры T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$), рассчитанные с помощью «точечного» метода, на стандартных изобарических поверхностях для многолетнего года для станции Беллинсгаузен за 1970–1999 гг. КАРДС (подчеркнутые значения не соответствуют 95% уровню значимости)

Давление, гПа	Для температуры T				Для содержания водяного пара в столбе воздуха VA			
	Тренд ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет	Тренд ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет
10	<u>-,67</u>	88,7	1086	22	<u>0,23</u>	78,9	688	16
20	<u>-,15</u>	41,6	2762	30	0,31	98,7	2141	23
30	<u>-,09</u>	30,8	3470	30	<u>0,17</u>	88,3	2810	27
50	<u>-,27</u>	80,6	4338	30	<u>0,15</u>	85,7	3585	28
70	-,45	98,3	4848	30	0,18	94,8	4019	28
100	-,76	99,9	5544	30	0,23	98,8	4638	29
150	-,65	99,9	6014	30	0,22	98,8	5090	29
200	<u>-,28</u>	90,9	6211	30	0,20	97,7	5252	29
250	<u>,29</u>	94,6	6278	30	0,20	97,6	5362	29
300	,67	99,9	6300	30	0,20	97,7	5496	29
400	,63	99,9	6305	30	0,20	97,7	5579	29
500	,45	99,5	6339	30	0,18	97,1	5598	29
700	,36	99,4	6395	30	0,15	97,4	5615	29
850	,29	97,2	6388	30	0,08	96,3	5620	29
925	,28	96,5	6220	30	<u>0,01</u>	27,9	5594	29

Табл. 1 показывает, что за многолетний год тренды для аномалий температуры на 95% уровне значимости отмечены в атмосферном слое 925–250 гПа. Величина потепления возрастает с высотой: в слоях 925–850 гПа, 700 гПа – 400 гПа и 400–300 гПа оно составляет $0,3^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$, $0,4$ – $0,6^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ и $0,6$ – $0,7^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ соответственно.

Рис. 2б и табл. 1 показывают тенденцию к увеличению среднего многолетнего за год содержания водяного пара в столбе воздуха в тропосфере, определенную на 95% уровне значимости, начиная с уровня 850 гПа. Из рис. 2б также видна тенденция к увеличению разницы среднего многолетнего значения VA в тропосфере с высотой. Действительно, возрастание VA в тропосфере усиливается с высотой от $0,08 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$ – на уровне 850 гПа до $0,2 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$ – на уровне 400 гПа. Далее значение тренда в тропосфере остается постоянным. При этом для тропосферы ошибка в определении тренда для VA не превышает $0,1 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$.

Рис. 2б и табл. 1 показывают, что максимальное возрастание содержания водяного пара в столбе воздуха в тропосфере за многолетний год наблюдается до уровня 500 гПа. VA является интегральным по высоте параметром, поэтому стабильность тренда в тропосфере выше 400 гПа означает, что на уровнях 400 гПа и 300 гПа нет увеличения количества влаги. Но при этом, как было показано выше (табл. 1, рис. 2а), температура в средней и верхней тропосфере возрастает. Это должно привести к понижению там относительной влажности. Действительно, по данным наблюдений было определено ее убывание в этом атмосферном слое на 99% уровне значимости. В нижней тропосфере увеличение содержания водяного пара и потепление привело к слабому незначимому увеличению там относительной влажности.

О климатических изменениях температуры и содержания водяного пара за многолетние сезоны. Ниже проанализированы тренды для меньших масштабов времени – сезонов и месяцев. Показаны особенности сезонной и внутригодовой изменчивости трендов для аномалий температуры и содержания водяного пара в столбе воздуха. На рис. 3 и 4 показано распределение многолетних средних значений температуры (рис. 3а) и содержания водяного пара в столбе воздуха (рис. 4а) на стандартных изобарических поверхностях для различных месяцев, сезонов и за год, а также трендов для аномалий от соответствующих многолетних средних значений (рис. 3б, 4б). Для визуализации изменений средних значений и трендов с высотой была использована линейная интерполяция соответствующих значений, рассчитанных для изобарических поверхностей. Уровень значимости трендов, приведенных на рис. 3б и рис. 4б, – не менее 50%.

Рис. 3б (центральная часть) показывает следующие особенности климатических изменений температуры в тропосфере для

различных сезонов: тенденция к потеплению во всей толще тропосферы отмечена для всех сезонов, но максимально она выражена австралийской зимой (ИИА) и австралийским летом (ДЯФ). Для всех сезонов величина потепления возрастает по мере увеличения высоты, что приводит к уменьшению изменения температуры с высотой в тропосфере. Действительно, как показывают табл. 2 и 3, австралийской зимой и австралийским летом в слое 925 – 500 гПа скорость потепления не превышает 0,4–0,65 °C/ десятилетие, а в слое 400 – 300 гПа она составляет 0,8 – 0,9 °C/ десятилетие. Данные результаты согласуются с результатами, полученными для уровня 500 гПа для станции Беллинсгаузен в [20].

Табл. 2 показывает, что на 95 % уровне значимости для австралийского лета отмечены тенденции к потеплению в слое 925 – 500 гПа с декадными изменениями около 0,5 °C/ десятилетие; в слое 400 – 300 гПа – с декадными изменениями 0,8 – 0,9 °C/ десятилетие. Слабое увеличение содержания водяного пара для австралийского лета в тропосфере отмечено на уровне значимости не ниже 68 %. Декадные изменения для VA не превышают 0,17 кг/м²/ десятилетие.

Табл. 3 показывает, что на 95 % уровне значимости для австралийской зимы отмечены тенденции к потеплению в атмосферном слое 500 – 250 гПа с декадными изменениями 0,7 – 0,9 °C/ десятилетие и увеличению содержания водяного пара в слое 850 – 250 гПа с декадными изменениями 0,20–0,46 кг/м²/ десятилетие.

Табл. 4 показывает, что на 95% уровне значимости для австралийской весны отмечены тенденции к потеплению в слое 400 – 300 гПа с декадными изменениями 0,6 °C/ десятилетие. В тропосфере в слое 500 – 250 гПа австралийской весной отмечено небольшое увеличение содержания водяного пара с декадным изменением 0,18 кг/м²/ десятилетие. Оно определено на уровне значимости не ниже 75%.

Для австралийской осени на 95% уровне значимости тренды для аномалий температуры и содержания водяного пара в тропосфере не определены. В слое 300 – 400 гПа определено слабое потепление с декадным изменением 0,28 °C/ десятилетие на уровне значимости 78%, что послужило причиной уменьшения относительной влажности в этом слое (т.к. для VA значимых трендов в тропосфере не определено).

О климатических изменениях температуры и содержания водяного пара за многолетние месяцы. На рис. 3б (в левой части) показаны внутригодовые особенности климатических изменений

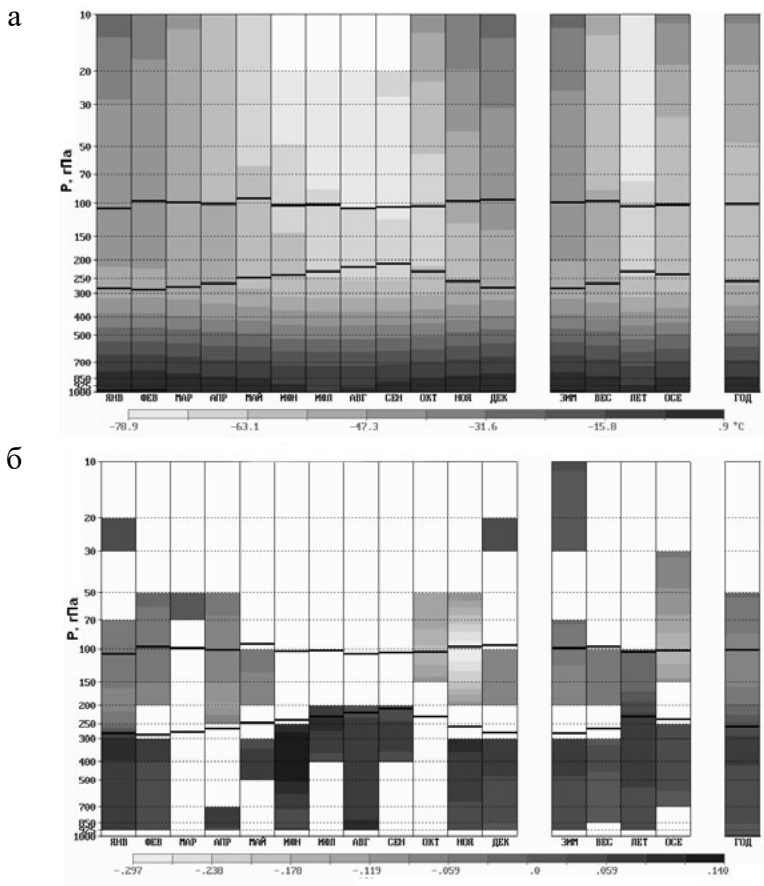
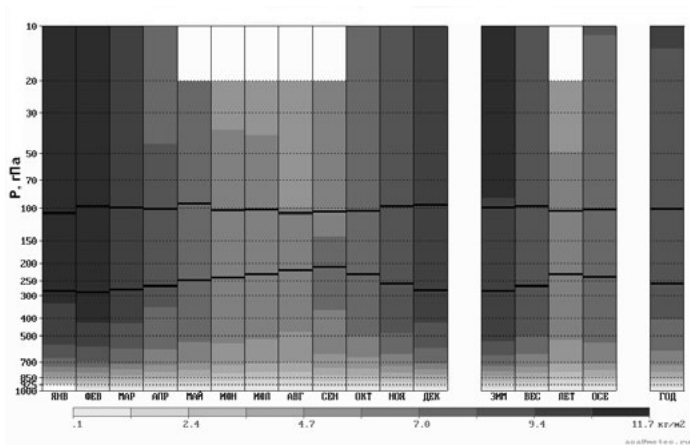


Рис. 3. Распределение средних значений для температуры $T^{\circ}\text{C}$ (а) и трендов (б) для соответствующих аномалий ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) на стандартных изобарических поверхностях для многолетних месяцев (слева), сезонов (в центре) и за год (справа). (На рисунке «зима» (ДЯФ) соответствует австралийскому лету.) Уровень значимости трендов не менее 50%. Первая и вторая тропопавзы отмечены черными жирными горизонтальными линиями. Беллинсгаузен. КАРДС. 1970–1999 гг.

трендов аномалий температуры в тропосфере в зависимости от месяцев. Ниже отмечены некоторые из них. В центральные месяцы переходных сезонов (март и октябрь) значимых изменений T в

а



б

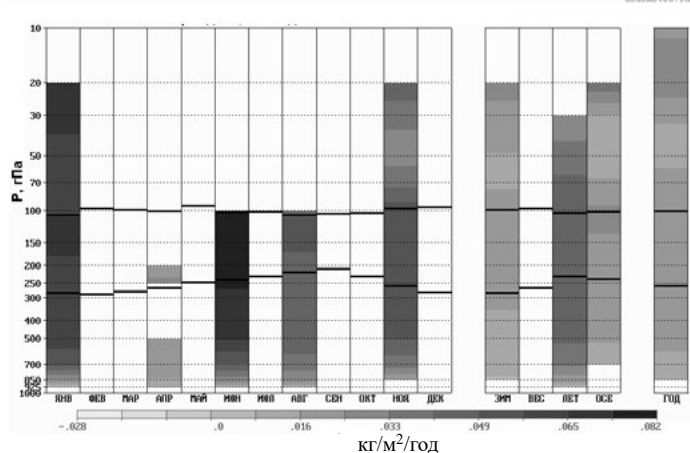


Рис. 4. Распределение средних значений VA kg/m^2 (а) и трендов для аномалий (б) содержания водяного пара в столбе воздуха ($kg/m^2/год$) на стандартных изобарических поверхностях для многолетних месяцев (слева), сезонов (в центре) и за год (справа). Уровень значимости всех трендов не менее 50 %. Первая и вторая тропопавзы отмечены черными жирными горизонтальными линиями. Белым цветом отмечены высоты, на которых нет значимых трендов. Тренды приведены в расчете на год. Беллинсгаузен. КАРДС. 1970–1999 гг.

тропосфере не отмечено. Тенденция к потеплению практически во всей толще тропосферы отмечена для шести месяцев: января, февраля, июня, августа, ноября и декабря. Наиболее значительно оно в январе,

Т а б л и ц а 2

Тренды аномалий температуры T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$), рассчитанные с помощью «точечного» метода, на стандартных изобарических поверхностях для многолетнего австралийского лета (ДЯФ, на рис. 3 обозначено «зима») для станции Беллинггаузен за 1970–1999 гг. КАРДС (подчеркнутые значения не соответствуют 95% уровню значимости)

Давление, гПа	Для температуры T				Для содержания водяного пара в столбе воздуха VA			
	Тренд ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет	Тренд ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет
10	<u>31</u>	63,3	583	16	<u>0,19</u>	48,2	367	12
20	<u>22</u>	58,7	1133	29	<u>0,30</u>	88,6	867	23
30	<u>21</u>	66,2	1298	29	<u>0,2</u>	75,4	1056	25
50	<u>-01</u>	2,9	1480	29	<u>0,16</u>	65,1	1245	27
70	<u>-27</u>	82,4	1546	29	<u>0,15</u>	63,2	1303	27
100	<u>-,53</u>	98,6	1664	29	<u>0,20</u>	76,6	1414	27
150	<u>-,66</u>	99,7	1703	29	<u>0,22</u>	80,7	1472	27
200	<u>-,72</u>	99,4	1727	29	<u>0,18</u>	72,5	1486	27
250	<u>-07</u>	22,0	1753	29	<u>0,16</u>	68,6	1512	27
300	<u>,89</u>	99,9	1762	29	<u>0,17</u>	71,2	1530	27
400	<u>,77</u>	99,9	1766	29	<u>0,16</u>	67,8	1539	27
500	<u>,54</u>	99,3	1773	29	<u>0,15</u>	68,2	1546	27
700	<u>,55</u>	99,7	1788	29	<u>0,14</u>	77,9	1551	27
850	<u>,51</u>	99,7	1785	29	<u>0,07</u>	74,9	1554	27
925	<u>,47</u>	99,9	1739	29	<u>0,00</u>	7,4	1551	27

июне, августе, ноябре и декабре. В январе, августе, ноябре и декабре оно не превышает по величине $0,9 - 1,1$ $^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$. В январе, июне, ноябре и декабре максимальное потепление определено в верхнем слое тропосферы (в слое 400–300 гПа), а в августе – в планетарном пограничном слое (до высоты 850 гПа). Для трех месяцев тенденция к потеплению отмечена в отдельных слоях тропосферы: в апреле – в слое 925–700 гПа с декадным изменением

0,5 – 0,7 °C/десятилетие; в мае – в слое 500–300 гПа с декадным изменением 0,2 – 1,1 °C/десятилетие; в июле – в слое 400 – 250 гПа с декадным изменением 0,5 – 1,0 °C/десятилетие.

Т а б л и ц а 3

Тренды аномалий температуры Т (°C/десятилетие) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA (кг/м²/десятилетие) на стандартных изобарических поверхностях для многолетней австралийской зимы (ИИА, на рис. 3 обозначено как лето) для станции Беллинсгаузен за 1970–1998 гг. КАРДС (подчеркнутые значения не соответствуют 95% уровню значимости)

Давление, гПа	Для температуры Т				Для содержания водяного пара в столбе воздуха VA			
	Тренд (°C/десятилетие)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет	Тренд (кг/м ² /десятилетие)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет
30	<u>-11</u>	19,2	429	14	<u>0,27</u>	73,7	343	11
50	<u>-18</u>	34,5	688	18	<u>0,36</u>	92,3	553	15
70	<u>-08</u>	18,8	880	21	0,43	98,3	716	18
100	<u>-20</u>	55,3	1088	23	0,48	99,4	889	19
150	<u>-28</u>	70,9	1277	24	0,47	99,2	1045	20
200	<u>,41</u>	86,1	1354	24	0,44	98,6	1119	20
250	,88	99,8	1365	24	0,46	98,8	1155	21
300	,86	99,6	1368	24	0,46	98,6	1198	21
400	,79	99,0	1370	24	0,45	98,4	1217	21
500	,65	96,5	1377	24	0,43	98,0	1221	21
700	<u>,43</u>	76,5	1388	24	0,34	96,6	1222	21
850	<u>,47</u>	73,4	1385	24	020	94,7	1223	21
925	<u>,56</u>	75,7	1348	22	<u>0,06</u>	65,9	1213	21

Как показывает рис. 3б, для большинства месяцев среди тех, для которых определено потепление в тропосфере, величина потепления возрастает с высотой до уровня 300 гПа, что приводит к уменьшению изменения температуры с высотой в тропосфере для

Т а б л и ц а 4

Тренды аномалий температуры T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$) на стандартных изобарических поверхностях для многолетней австралийской весны (СОН), на рис. 3 обозначено как осень) для станции Беллинсгаузен за 1970–1998 гг. КАРДС (подчеркнутые значения не соответствуют 95% уровню значимости)

Давление, гПа	Для температуры T				Для содержания водяного пара в столбе воздуха VA			
	Тренд ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет	Тренд ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет
20	<u>-,53</u>	46,8	797	22	<u>,38</u>	89,4	630	18
30	<u>-,54</u>	51,37	962	23	<u>,16</u>	56,3	776	20
50	<u>-,94</u>	79,3	1158	23	<u>,13</u>	50,6	946	20
70	<u>-1,25</u>	93,6	1302	24	<u>,17</u>	65,1	1070	20
100	-1,80	99,5	1506	26	<u>,26</u>	87,0	1257	21
150	-1,10	97,2	1672	26	<u>,24</u>	86,5	1406	21
200	<u>-,13</u>	24,3	1738	26	<u>,19</u>	76,2	1459	22
250	<u>,47</u>	83,57	1759	26	<u>,18</u>	74,9	1488	23
300	,59	95,6	1767	26	<u>,18</u>	75,0	1527	23
400	,57	95,4	1766	26	<u>,19</u>	77,8	1559	24
500	<u>,36</u>	83,9	1777	26	<u>,18</u>	76,2	1562	24
700	<u>,20</u>	59,0	1792	26	<u>,1</u>	59,8	1568	24
850	<u>-,02</u>	5,4	1794	26	<u>,03</u>	33,0	1569	24
925	<u>-,06</u>	19,6	1740	26	<u>-,02</u>	38,4	1563	23

данных месяцев (февраля, июня, июля, ноября, декабря). Наиболее ярко это выражено для июня. В июне потепление в тропосфере имеет в основном возрастающий характер по высоте (см. табл. 5): от $0,6^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ в ее нижнем слое (на высоте 850 гПа) до $1,4^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ – на высоте 400 гПа, т. е. разница температур в нижней и верхней тропосфере уменьшается со скоростью $0,8^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$. (Заметим, что для некоторых месяцев непосредственно под тропопаузой потепление несколько

Т а б л и ц а 5

Тренды аномалий температуры T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$) на стандартных изобарических поверхностях для многолетнего января (1974–1999 гг.). Беллинсгаузен. КАРДС (подчеркнутые значения не соответствуют 95 % уровню значимости)

Давление, гПа	Для температуры T				Для содержания водяного пара в столбе воздуха VA			
	Тренд ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет	Тренд ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет
20	<u>,35</u>	64,4	384	14	,74	97,9	300	10
30	<u>,36</u>	75,4	446	17	,68	99,3	370	14
50	<u>,07</u>	27,4	510	20	,62	98,4	437	17
70	<u>-,30</u>	82,6	536	20	,62	98,6	460	18
100	-,49	95,3	577	21	,65	99,1	496	18
150	-,56	97,4	589	21	,69	99,5	515	18
200	-,71	96,7	601	21	,63	99,0	522	18
250	<u>-,32</u>	63,9	608	21	,62	98,7	528	18
300	,93	99,6	610	21	,64	99,1	532	19
400	,89	99,7	611	21	,63	99,1	534	19
500	,59	96,9	610	21	,62	99,3	534	19
700	,66	98,8	613	21	,50	99,8	535	19
850	,86	99,9	616	21	,25	99,7	535	19
925	,85	99,9	603	21	<u>,05</u>	83,1	534	19

уменьшается.) Для июля в [1] приведены тренды аномалий температуры на изобарических поверхностях, рассчитанные как «точечным», так и традиционным методами на основе массивов КАРДС и ААНИИ. Полученные в [1] результаты подтверждают высказанное утверждение об уменьшении изменения температуры с высотой в тропосфере.

В августе, как исключение, потепление ослабевает с высотой: на уровне 925 гПа декадные изменения составляют $1,1^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$, а на уровне 300 гПа – $0,7^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$. Тренды в августе были опре-

делены на уровне значимости не ниже 80 %. В январе потепление распределено относительно равномерно в слое 925–300 гПа с небольшим ослаблением на уровне 500 гПа (см. табл. 5). Ослабление потепления на уровне 500 гПа отмечено на основе массивов КАРДС и ААНИИ как традиционным, так и «точечным» методами [1].

Потепление на 95% уровне значимости отмечено в тропосфере только для января и июня. Поэтому именно для этих месяцев ниже обсуждаются тенденции изменения содержания водяного пара в столбе воздуха.

Для января на 99 % уровне значимости определено потепление в атмосферном слое 925 – 300 гПа с декадными изменениями 0,6 – 0,9 °C/десятилетие, а также тенденция к возрастанию VA во всей тропосфере с декадным изменением 0,2 кг/м²/десятилетие на уровне 850 гПа и декадными изменениями 0,5 – 0,6 кг/м²/десятилетие в слое 700–300 гПа. Табл. 5 показывает, что реально приток влаги происходит в слое 850 – 500 гПа, потому что содержание водяного пара в столбе воздуха является интегральным параметром по высоте, и декадные изменения для VA возрастают с высотой именно в этом слое, а затем стабилизируются до уровня 300 гПа. Для января на 90% уровне значимости в тропосфере отмечены две противоположные тенденции изменения относительной влажности: тенденция к ее увеличению с декадными изменениями 1,9 %/десятилетие в слое 925–850 гПа и тенденция к ее уменьшению с декадными изменениями -1,9 – -1,6 %/десятилетие в атмосферном слое 400 – 300 гПа. С точки зрения изменения условий для существования облачности данные результаты можно интерпретировать следующим образом: создаются условия для увеличения нижней облачности и уменьшения верхней. Содержание водяного пара в столбе воздуха в верхней тропосфере не уменьшается, но растет температура, следовательно, в верхней тропосфере имеется тенденция к увеличению влаги, находящейся в форме именно водяного пара, а не облачных частиц. В [4] определен отрицательный тренд для среднемесячных значений давления на уровне подстилающей поверхности на 95% уровне значимости на основе многолетних рядов данных срочных гидрометеорологических наблюдений за 1969 – 2002 гг. Данный результат согласуется с выводом об увеличении нижней облачности. Как показывает рис. 3б и табл. 6, наибольшее по величине потепление в июне отмечено в атмосферном слое 500–300 гПа,

Т а б л и ц а 6

Тренды аномалий температуры T ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$) и содержания водяного пара в столбе воздуха VA ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$) на стандартных изобарических поверхностях для многолетнего июня (1979–1998 гг.). Беллинсгаузен. КАРДС (подчеркнутые значения не соответствуют 95% уровню значимости)

Давление, гПа	Для температуры T				Для содержания водяного пара в столбе воздуха VA			
	Тренд ($^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет	Тренд ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$)	Значимость тренда	Число наблюдений	Число лет
100	-,06	9,4	334	11	,82	97,0	275	11
150	-,54	68,7	388	14	,75	94,9	315	14
200	,05	7,3	403	14	<u>,75</u>	94,2	331	14
250	1,10	95,9	404	14	<u>,75</u>	94,4	336	14
300	1,26	96,0	406	14	<u>,71</u>	94,3	356	14
400	1,40	96,7	407	14	<u>,69</u>	93,9	361	14
500	1,22	95,1	410	14	<u>,66</u>	93,7	361	14
700	,60	62,7	413	14	<u>,48</u>	88,7	361	14
850	,56	55,0	411	14	<u>,29</u>	87,0	361	14
925	,62	56,8	403	14	<u>,08</u>	57,3	358	14

где оно составляет 1,2 – 1,4 $^{\circ}\text{C}/\text{десятилетие}$ и определено на 95% уровне значимости. В этом же слое на 94% уровне значимости определено увеличение VA с декадными изменениями 0,66 – 0,71 $\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$. В нижней тропосфере (на уровнях 850–700 гПа) в июне также отмечено увеличение содержания водяного пара с декадными изменениями 0,66 – 0,71 $\text{кг}/\text{м}^2/\text{десятилетие}$, но на меньшем уровне значимости (87%). Следует отметить, что для июня величина тренда в тропосфере для VA монотонно возрастает с высотой, т. е. поступление влаги происходит во всей тропосфере, но максимальный рост отмечен в слое 850–500 гПа (на высотах существования нижней и средней облачности). При этом, как было отмечено выше, тренд температуры растет с высотой. Это привело к росту относительной влажности в июне на уровне 925 гПа с декад-

ными изменениями 1,13 %/десятилетие на 69 % уровне значимости. В других слоях тропосферы в июне изменений относительной влажности на уровне значимости выше 50 % не отмечено.

Выводы. На основе данных наблюдений с помощью «точечного» метода за многолетний год определены следующие климатические изменения в атмосфере над Антарктическим полуостровом: потепление на уровне подстилающей поверхности имеет место совместно с потеплением в тропосфере и похолоданием – в стратосфере; максимальное потепление наблюдается в тропосфере выше 500 гПа, а наиболее сильное похолодание – в стратосфере (слое 200 – 20 гПа) – между уровнями первой и второй тропопаузы; в атмосферном слое 925–250 гПа тренды для аномалий температуры отмечены на 95% уровне значимости, причем величина декадных изменений возрастает с высотой; уменьшается изменение средней годовой температуры с высотой в тропосфере; увеличивается разница средней годовой температуры в тропосфере и стратосфере; увеличивается содержание водяного пара в столбе воздуха в тропосфере, начиная с уровня 850 гПа, – на 95% уровне значимости; максимальное возрастание содержания водяного пара в столбе воздуха в тропосфере за многолетний год наблюдается до уровня 500 гПа; увеличивается разница среднего многолетнего значения VA в тропосфере с высотой.

Особенности климатических изменений T и VA в тропосфере для сезонов проявляются в следующем: тенденция к потеплению во всей толще тропосферы отмечена для всех сезонов, но максимально она выражена австралийской зимой и австралийским летом; для всех сезонов величина потепления возрастает по мере увеличения высоты, что приводит к уменьшению изменения температуры с высотой в тропосфере.

Для австралийской зимы на 95% уровне значимости отмечены потепление в атмосферном слое 500–250 гПа с декадными изменениями 0,7–0,9 °C/десятилетие и увеличение содержания водяного пара в слое 850 –250 гПа с декадными изменениями 0,2–0,5 кг/м²/ десятилетие.

Для австралийского лета на 95% уровне значимости отмечено потепление с декадными изменениями около 0,5 °C/ десятилетие и 0,8–0,9 °C/ десятилетие в слоях 925–500 гПа и 400–300 гПа соответственно; слабое увеличение содержания водяного пара

(менее $0,2 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$) в тропосфере отмечено на уровне значимости не ниже 68%.

Для австралийской весны на 95% уровне значимости отмечено потепление в слое 400–300 гПа с декадными изменениями $0,6 \text{ }^\circ\text{C}/\text{десятилетие}$; в слое 500–250 гПа отмечено небольшое увеличение содержания водяного пара ($0,2 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$), которое определено на уровне значимости не ниже 75%.

Для австралийской осени на 95% уровне значимости тренды для аномалий Т и VA в тропосфере не определены.

Для большинства месяцев среди тех, для которых определено потепление в тропосфере, величина потепления возрастает с высотой до уровня 300 гПа, что приводит к уменьшению изменения температуры с высотой в тропосфере для данных месяцев (февраля, июня, июля, ноября, декабря). Потепление на 95% уровне значимости отмечено в тропосфере только для января и июня.

Для января на 99% уровне значимости определено потепление в атмосферном слое 925 – 300 гПа с декадными изменениями $0,6\text{--}0,9 \text{ }^\circ\text{C}/\text{десятилетие}$ и возрастание VA во всей тропосфере с декадными изменениями $0,2 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$ и $0,5\text{--}0,6 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$ на уровне 850 гПа и в слое 700–300 гПа соответственно. Показано, что реально приток влаги происходит в слое 850 – 500 гПа.

В июне наибольшее по величине потепление отмечено в атмосферном слое 500–300 гПа, где оно составляет $1,2\text{--}1,4 \text{ }^\circ\text{C}/\text{десятилетие}$ и определено на 95% уровне значимости. В этом же слое на 94% уровне значимости определено увеличение VA с декадными изменениями $0,7 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$. В нижней тропосфере (на уровнях 850–700 гПа) в июне также отмечено увеличение содержания водяного пара с декадными изменениями $0,7 \text{ кг/м}^2/\text{десятилетие}$, но на меньшем уровне значимости (87%). Следует отметить, что величина тренда в тропосфере для VA монотонно возрастает с высотой, т.е. поступление влаги происходит во всей тропосфере, но максимальный рост отмечен в слое 850–500 гПа.

Данное исследование поддержано подпрограммой «Изучение и исследование Антарктики» Федеральной целевой программы «Мировой океан».

**«Точечный» метод оценки линейных трендов по данным
срочных наблюдений**

Рассмотрим временной ряд $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ наблюдаемой случайной величины $X(t)$ в моменты времени $\{t_i, i = 1, \dots, N\}$. Предположим, что среднее значение величины $X(t)$ меняется во времени, но ее дисперсия постоянна, т.е.

$$\begin{cases} \overline{x_i(t)} = a \cdot t_i + b, \\ \sigma(x(t)) = \sigma_x \end{cases}, \quad (1)$$

где оператор осреднения $\bar{x}$ и дисперсии $\sigma(x)$ рассматриваются как операторы по всему статистическому ансамблю возможных реализаций $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$.

Обычно при оценке трендов наблюдаемые величины $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ рассматриваются как независимые. И это вполне естественное предположение по отношению, например, к средним месячным значениям (особенно, если рассматриваются не соседние месяцы, а один и тот же месяц для разных лет). Но поскольку мы пытаемся оценить тренд по срочным наблюдениям, то ряд $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ может быть значительно коррелирован во времени. Положим, что эти корреляции зависят только от временного интервала между наблюдениями (т.е. мы предполагаем стационарность ряда по отношению к корреляционной функции)

$$\mu(x_i, x_j) = \mu(|t_i - t_j|) = \mu_{ij}. \quad (2)$$

Это означает, что

$$\frac{\overline{x_i \cdot x_j} - \overline{x_i} \cdot \overline{x_j}}{\sigma_x^2} = \mu_{ij} \quad (3)$$

или

$$\overline{x_i \cdot x_j} = \mu_{ij} \cdot \sigma_x^2 + \overline{x_i} \cdot \overline{x_j} \quad (4)$$

Найдем наилучшую (в смысле среднеквадратических разностей) аппроксимацию $\hat{a} \cdot t + \hat{b}$ временного ряда $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$. Это

означает, что задача определения коэффициентов $\hat{a}$ и $\hat{b}$ сводится к минимизации функционала:

$$\sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i)^2 \rightarrow \min. \quad (5)$$

Оценки параметров $\hat{a}$ и $\hat{b}$, которые позволяют получить этот минимум, могут быть определены из следующей системы соотношений:

$$\begin{cases} \left[\sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i)^2 \right]_{\hat{a}}' = 0 \\ \left[\sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i)^2 \right]_{\hat{b}}' = 0 \end{cases} \quad (6)$$

или

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i) \cdot t_i = 0 \\ \sum_{i=1}^N (\hat{a} \cdot t_i + \hat{b} - x_i) = 0 \end{cases} \quad (7)$$

или

$$\begin{cases} \hat{a} \cdot \sum_{i=1}^N t_i^2 + \hat{b} \cdot \sum_{i=1}^N t_i = \sum_{i=1}^N x_i \cdot t_i \\ \hat{a} \cdot \sum_{i=1}^N t_i + N \cdot \hat{b} = \sum_{i=1}^N x_i \end{cases}. \quad (8)$$

Для упрощения дальнейших выкладок введем следующие обозначения:

$$A_t = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i, \quad (9)$$

$$A_{tt} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot t_i, \quad (10)$$

$$A_x = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N x_i, \quad (11)$$

$$A_{tx} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot x_i, \quad (12)$$

$$A_{tt} = \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot t_j \cdot \mu_{ij} \quad , \quad (13)$$

$$A_{t\mu} = \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot \mu_{ij} \quad (14)$$

и

$$A_{\mu} = \frac{1}{N^2} \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \mu_{ij} \quad . \quad (15)$$

Затем, используя эти обозначения и выражая $\hat{b}$ из второго уравнения системы (8), после подстановки его в первое уравнение системы (8) получаем

$$\begin{cases} \hat{a} \cdot A_{tt} + (A_x - \hat{a} \cdot A_t) \cdot A_t = A_{tx} \\ \hat{b} = A_x - \hat{a} \cdot A_t \end{cases} \quad (16)$$

или

$$\begin{cases} \hat{a} = \frac{A_{tx} - A_t \cdot A_x}{A_{tt} - A_t^2} \\ \hat{b} = A_x - \frac{A_t \cdot (A_{tx} - A_t \cdot A_x)}{A_{tt} - A_t^2} \end{cases} \quad (17)$$

Здесь следует обратить внимание на то, что $\{x_i\}$ есть случайные величины, тогда как $\{t_i\}$ есть детерминированные величины, а оценки $\hat{a}$ и $\hat{b}$ есть также случайные величины, как функции случайных величин $\{x_i\}$.

Теперь оценим среднеквадратическую разность между истинным значением коэффициента a и значением, полученным по реализации $\{x_i\}$ в соответствии с (17), т.е. «выборочным» значением $\hat{a}$:

$$\Delta \hat{a} = \overline{(\hat{a} - a)^2} = D\hat{a} + (S\hat{a})^2, \quad (18)$$

где

$$D\hat{a} = \overline{(\hat{a} - \bar{\hat{a}})^2} \quad (19)$$

есть дисперсия, а

$$S\hat{a} = \bar{\hat{a}} - a \quad (20)$$

есть смещение выборочного значения $\hat{a}$.

Однако прежде чем оценивать значения смещения $\hat{S\hat{a}}$ и дисперсии Da , оценим значения $\hat{\tilde{a}}$ и $\hat{a}^2$.

Имеем

$$\hat{\tilde{a}} = \left(\frac{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot x_i - A_t \cdot \frac{1}{N} \cdot \sum_{j=1}^N x_j}{A_u - A_t^2} \right) = \frac{a \cdot (A_u - A_t^2)}{A_u - A_t^2} = a \quad (21)$$

и

$$\begin{aligned} \hat{\tilde{a}}^2 &= \left(\frac{\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N t_i \cdot x_i - \frac{1}{N} \cdot A_t \cdot \sum_{j=1}^N x_j}{A_u - A_t^2} \right)^2 = \\ &= \frac{\frac{1}{N^2} \cdot \left(\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot t_j \cdot \mu_{ij} - 2 \cdot A_t \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot \mu_{ij} + A_t^2 \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \mu_{ij} \right) \cdot \sigma_x^2}{(A_u - A_t^2)^2} - \\ &\quad - \frac{\frac{1}{N^2} \cdot \left(\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot t_j \cdot \overline{x_i} \cdot \overline{x_j} - 2 \cdot A_t \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N t_i \cdot \overline{x_i} \cdot \overline{x_j} + A_t^2 \cdot \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \overline{x_i} \cdot \overline{x_j} \right)}{(A_u - A_t^2)^2}. \end{aligned} \quad (22)$$

Вторая часть последнего выражения в (22) после подстановки

$$\overline{x_i} \cdot \overline{x_j} = (a^2 \cdot t_i \cdot t_j + a \cdot b \cdot t_i + a \cdot b \cdot t_j + b^2) \quad (23)$$

в точности равна a^2 . В результате имеем:

$$\hat{\tilde{a}}^2 = \frac{(A_{uu} - 2 \cdot A_t \cdot A_{tu} + A_t^2 \cdot A_{tt}) \cdot \sigma_x^2}{(A_u - A_t^2)^2} + a^2. \quad (24)$$

Это означает, что наша оценка $\hat{a}$, полученная согласно (17), есть несмещенная оценка с $S\hat{a} = 0$, и дисперсия этой оценки $\hat{a}$ равна

$$D\hat{a} = \overline{(\hat{a} - \hat{\hat{a}})^2} = (\hat{a}^2 - a^2) = \frac{(A_{\mu\mu} - 2 \cdot A_t \cdot A_{t\mu} + A_t^2 \cdot A_{\mu\mu}) \cdot \sigma_x^2}{(A_{\mu\mu} - A_t^2)^2}. \quad (25)$$

Вывод соотношения для параметра $\hat{b}$ выполняется аналогично и не приводится здесь для ограничения объема статьи.

Таким образом, в рамках сделанных предположений о возможной изменчивости во времени средних значений процесса $X(t)$ и стационарности его дисперсии и корреляционной функции по реализации наблюдаемых срочных значений $\{x_i, i = 1, \dots, N\}$ с использованием соотношений (17) можно получать оценки $\hat{a}$ линейного тренда (линейной оценки скорости изменения средних значений во времени). Соотношение (25) позволяет получить оценки дисперсии (т.е. «ошибки» расчета) для величины $\hat{a}$. Для этого необходимо предварительно оценить дисперсию σ_x^2 и коэффициенты корреляции $\mu(|t_i - t_j|) = \mu_{ij}$. Это требует предварительных вычислительных работ по оценке временных корреляций рассматриваемой физической величины. Однако в результате мы получаем возможность «правильного» учета распределения имеющихся наблюдаемых значений на любом отрезке времени (например, в течение месяца). Более того, появляется возможность учета результатов тех редких наблюдений, которые были проведены на каждой конкретной станции.

Список литературы

1. Алдухов О. А., Лагун В. Е., Черных И. В., Яговкина С. В. Об изменении климата в тропосфере над Антарктическим полуостровом // *Problemy Klimatologi Polarniej*. – 2006. – № 16. – Р. 7–22.
2. Алдухов О. А., Лагун В. Е., Черных И. В. О климатических изменениях параметров свободной атмосферы и циклонической активности над Антарктическим полуостровом // *Всемирная конференция по изменению климата. 29 сентября – 3 октября 2003 г. Тезисы докладов*. – М., 2003. – С. 367.
3. Данилов А. И., Лагун В. Е., Клепиков А. В., Катцов В. М., Вавулин С. В. Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений // *Арктика и Антарктика*. – М.: Наука, 2003. – № 2 (36). – С. 114–125.
4. Лагун В. Е., Иванов Н. Е., Яговкина С. В. К вопросу о потеплении в районе Антарктического полуострова // *Problemy Klimatologi Polarniej*. – 2006. – № 16. – С. 23–46.

5. Стерин А. М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Часть 1: Выбор массива данных, периода рядов и техники их анализа // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 5. – С. 21–36.
6. Стерин А. М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Часть 2: Обнаружение неоднородностей в рядах месячного разрешения // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 6. – С. 5–22.
7. Черных И. В., Алдухов О. А. Совместный анализ климатических изменений вертикальной макроструктуры облачности и параметров свободной атмосферы в Антарктике // Всемирная конференция по изменению климата. 29 сентября – 3 октября 2003 г. Тезисы докладов. – М., 2003. – С. 384.
8. Alduchov O. A., Eskridge R. E. Complex quality control of upper air parameters at mandatory and significant levels for the CARDS dataset // Asheville, NC. NCDC Report, 1996. – 135 p.
9. Alduchov O. A., Eskridge R. E. Improved Magnus' form approximation of saturation vapor pressure // J. Appl. Meteorol. – 1996. – Vol. 35, N 4. – P. 601–609.
10. Comiso J. C. Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements // J. Climate. – 2000. – Vol. 15, N 10. – P. 1674–1696.
11. Eskridge R. E., Alduchov O. A., Chernykh I. V., Zhai P., Doty S. R., Polansky A. C. A Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS): Rough and systematic errors // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1995. – Vol. 76, N 10. – P. 1759–1775.
12. Harangozo S. A., Colwell S. R., King J. C. An analysis of a 34-year air temperature record from Fossil Bluff (71° S, 68° W), Antarctica // Antarctic Science. – 1997. – N 9. – P. 355–363.
13. Jagovkina S. V., Lagun V. E. Climatology of Antarctic upper-air parameters // Polish Polar Studies. Gdynia. – 2004. – P. 131–142.
14. Jagovkina S. V., Alduchov O. A., Chernykh I. V., Lagun V. E. Antarctic free atmosphere parameters variability diagnosis // SCAR Open Science Conference, 26–28 July 2004, Bremen, Germany. Abstract: S16/P.07, 2004. – P. 371.
15. King J. C., Comiso J. C. The spatial coherence of interannual temperature variations in the Antarctic Peninsula // Geophys. Res. Lett. – 2003. – 30, 1040, doi: 10.1029/2002GL015580.
16. King J. C., Harangozo S. A. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes // Annals of Glaciology. – 1998. – Vol. 27, N 3. – P. 571–575.
17. Marshall G. J., Lagun V. E., Lachlan-Cope T. A. Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956–99: a synthesis of observations and reanalysis data // Int. J. Climatology. – 2002. – Vol. 22, N 3. – P. 291–310.
18. Seidel D. J., Angell J. K., Free M., Christy J., Spencer R., Klein S. A., Lanzante J. R., Mears C., Schabel M., Wentz F., Parker D., Thorne P., Sterin A. Uncertainty in Signals of Large-Scale Climate Variations in Radiosonde and Satellite Upper-Air Temperature Datasets // J. of Climate. – 2004. – Vol. 17, N 11. – P. 2225–2240.

19. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V.E., Reid P.A., Iagovkina S. The SCAR READER project: Towards a high-quality data base of mean Antarctic meteorological observations // *J. of Climate.*– 2004.– Vol. 17, N 14.– P. 2890–2898.
20. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V.E., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years // *Int. J. Climatology.*– 2005.– Vol. 25, N 3. – P. 279–294.
21. Turner J., Lachlan-Cope T.A., Colwell S., Marshall G.J., Connolley W. M. Significant warming of the Antarctic winter troposphere // *Science.* – 2006.– Vol. 311.– P. 1914–1917.
22. Vaughan D.J., Doake A. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula // *Nature.*– 1996.– 379.– P. 38–331.
23. Wallis T.W.R. A subset of core stations from the Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS) // *J. Climate.* – 1997. – Vol. 11, N 2. – P. 272–282.
24. Zaitseva N. A. Historical Development in radiosonde systems in the Former Soviet Union // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*– 1993.– Vol. 74, N 10. – P. 1893–1900.

КЛИМАТИЧЕСКИ ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ И НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ РОССИИ

В ряду опасных и наносящих большой экономический ущерб природных явлений, обусловленных современными изменениями климата, одно из первых мест занимают наводнения [2]. Наибольшую опасность представляют высокие (выдающиеся) наводнения, когда нарушается хозяйственная деятельность, и катастрофические наводнения, в результате которых из хозяйственного использования исключаются все пойменные угодья, наносится ущерб населенным пунктам, элементам инфраструктуры, иногда гибнут люди [1].

Наводнения на реках территории России бывают везде, но их высота, частота и время прохождения различны в разных регионах, т.к. зависят от генезиса формирования и могут быть вызваны прохождением высокой волны весеннего, весенне-летнего или летнего половодья, дождевого или снежодождевого паводка редкой повторяемости, заторами и зажорами льда, совокупным действием этих факторов, а в приморских районах также ветровыми нагонами [3]. Наиболее распространенным типом наводнений в России являются наводнения, связанные с интенсивным таянием снежного покрова. Они приобретают катастрофический характер, если сочетаются с весенними дождями и обильным предзимним увлажнением почвогрунтов. Вероятность формирования особо опасных наводнений, последствия которых иногда приобретают катастрофический характер, наиболее высока для рек России с площадью бассейна более 10 тыс. км².

Возможны и зимние наводнения от таяния снега в период оттепелей. Повторяемость интенсивных наводнений такого типа примерно один раз в 10 – 25 лет, но на реках европейской части территории России в результате потепления зимние наводнения участились. В районах с суровым климатом, особенно на северо-востоке страны, где образуются сезонные и многолетние речные наледи, таяние их на промерзающих малых реках и верхнего слоя многолетней мерзлоты при выпадении обильных осадков способствует образованию высоких летних половодий или паводков.

На реках, текущих на север, особенно в Сибири, опасные наводнения формируются в весенний период из-за заторов льда при вскрытии рек с верховьев (соответственно продвижению фронта снеготаяния). Опасны также наводнения от заторов на европейских реках, особенно в северных районах, где их повторяемость составляет в среднем один раз в четыре года.

Зажорные подъемы уровней воды в реках, вызванные скоплениями шуги и внутриводного льда, характерны для горных, предгорных, реже – для равнинных участков рек и, несмотря на зимнее маловодье, могут превышать в некоторые годы уровни весенне-летнего половодья.

Анализ метеорологических условий, обуславливающих высокие и катастрофические наводнения на реках России, районирование ее по повторяемости высоких подъемов уровней с учетом нанесения экономического ущерба, свидетельствует о том, что чаще всего причиной таких наводнений в России является формирование экстремально больших (максимальных) расходов воды, обусловленное увеличением количества атмосферных осадков в зимне-весенний период, а также выпадение интенсивных ливневых или большого количества осадков в летнее время. Поскольку систематические сведения о высоких и катастрофических наводнениях есть только за последние годы, а в гидрологической базе данных о ежегодных максимальных расходах воды есть сведения за долговременный (до 60–100 лет) период наблюдений, то они послужили основой для косвенной оценки климатически обусловленных изменений наводнений в XX столетии.

Анализ многолетних изменений максимальных расходов воды свидетельствует, что климатические условия до 80-х гг. XX столетия способствовали их уменьшению на реках ЕТР, Западной Сибири и Дальнего Востока России. Только в максимальном стоке рек Енисея и Лены наблюдались положительные тенденции. Но в последние 20 лет XX столетия на большей части территории России направленность изменений максимального стока стала положительной. Особенно интенсивные повышения максимальных расходов характерны для районов увеличения числа дней с большим количеством осадков, например, на территории Приморья, в горах Кавказа, юга Сибири, Урала [10,11]. Исключением являются равнинные реки центральной и западной части ЕТР, северо-востока Сибири и бассейна Амура.

Максимальные расходы воды во время половодья были причиной особенно высоких наводнений с большими площадями затопления и продолжительным стоянием воды в первые годы XXI столетия. Так, в 2001 г. значительный ущерб хозяйству страны был нанесен при затоплении ряда городов и населенных пунктов в бассейнах рек юга Сибири, в Краснодарском крае.

Катастрофические наводнения последних лет, обусловленные ледовыми заторами и зажорами, характерны для рек Сибири и севера европейской части России. Катастрофические наводнения при ледовых заторах были и в южных районах страны (например, в Краснодарском крае в 2002 г.).

Увеличилась частота дождевых паводков в горах Кавказа и Алтая, где ливневые осадки компенсируют уменьшение талых вод от деградирующих ледников и служат причиной локальных наводнений и формирования селевых потоков. По данным П.М. Лурье [4], в период 1995–2001 гг. в центральной части Большого Кавказа отмечено массовое прохождение селевых потоков с периодичностью один раз в два-три года.

Собранные в ГУ «ВНИИГМИ-МЦД» ежегодные сведения о количестве опасных наводнений с зафиксированным ущербом за период 1991–2006 гг. свидетельствуют, что во многих экономических районах России в первые годы XXI столетия повторяемость высоких и катастрофических наводнений возросла, по сравнению с последним десятилетием прошлого столетия, и в среднем за 2001–2005 гг. это увеличение составляет 15%. Наиболее выраженное увеличение их количества отмечалось на реках Северного Кавказа, юга Дальнего Востока, в несколько меньшей степени – на реках юга Западной Сибири, в Поволжье, что иллюстрируется графиками на рис. 1–2.

Анализ причин опасных наводнений за последние годы свидетельствует об увеличении в некоторых районах их высоты при весенних половодьях снегодождевого происхождения, т.е. обусловленных интенсивным таянием снега, сопровождающимся выпадением жидких осадков. Высокие половодья и дождевые паводки на реках России по-прежнему являются наиболее частой причиной наводнений (около 85% от всех наводнений за последние 15 лет). Повысилась вероятность катастрофических нагонных наводнений [9] и наводнений заторного характера: наводнения при заторах льда составляют около 10%, а в результате ветровых нагонов – 5% от общего числа наводнений.

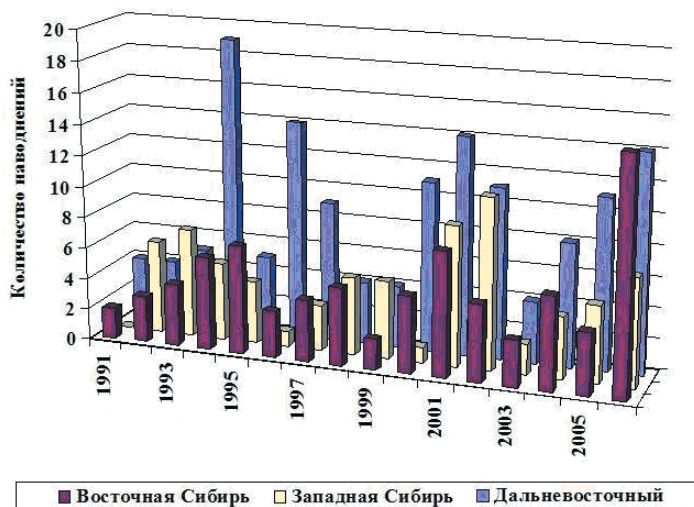


Рис. 1. График изменения повторяемости высоких наводнений на реках Восточной, Западной Сибири и Дальнего Востока за 1991–2006 гг.

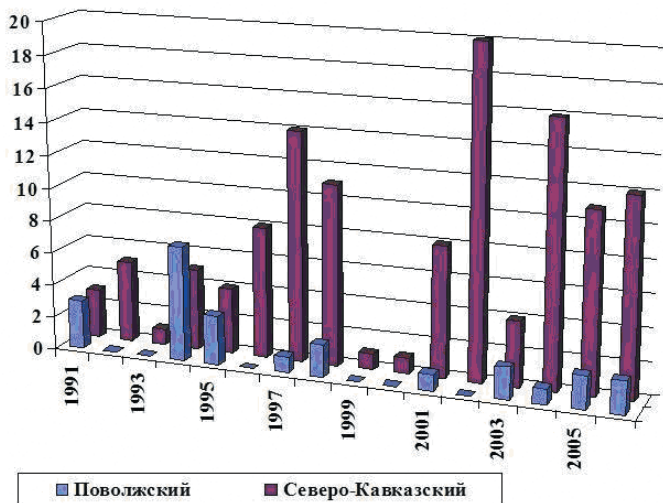


Рис. 2. График изменения повторяемости высоких наводнений на реках Северного Кавказа и Поволжья за 1991–2006 гг.

Сведения о количестве наводнений, принесших ущерб экономическим районам России в среднем за 1991–2005 гг., об их суммарной и средней суточной продолжительности приведены в таблице.

Т а б л и ц а

Количество опасных наводнений за 1991–2005 гг. и их продолжительность в сутках по экономическим районам России

Экономический район Российской Федерации	Всего наводнений	Количество суток с наводнениями	Средняя продолжительность одного наводнения
Дальневосточный	125	593	4,7
Восточно-Сибирский	67	274	4,1
Западно-Сибирский	68	459	6,8
Уральский	63	402	6,4
Волго-Вятский	14	64	4,6
Поволжский	22	199	9,0
Северо-Кавказский	112	449	4,0
Центральный	18	125	6,9
Центрально-Черноземный	3	33	11,0
Северо-Западный	24	60	2,5
Северный	17	74	4,4
Российская Федерация	517	2584	5,0

Из 517 наводнений с учтенным ущербом наибольшее их количество за 15 лет было: в Дальневосточном экономическом районе – 125 (из них 44 – в Приморском крае, 20 – в Республике Саха (Якутия), Северо-Кавказском – 112 (из них в Краснодарском крае – 43, Дагестане – 26, Чечне – 12). Повышенное количество наводнений с ущербом было в Западно-Сибирском экономическом районе – 68 (из них в Алтайском крае – 31, Кемеровской области – 14), в Восточно-Сибирском – 67 (из них в Красноярском крае – 28, Читинской области – 16), в Уральском – 63 (из них в Свердловской

области – 27, Курганской – 16). В Северо-Западном экономическом районе повышенным количеством наводнений выделяется Ленинградская область (14 из 24), в Северном – Архангельская (10 из 17). Наименьшее количество наводнений было в Центрально-Черноземном экономическом районе (3).

Ущерб от наводнений зависит не только от их высоты, но и от продолжительности затопления селитебной или хозяйственно освоенной территории.

На карте (рис.3) показана суммарная продолжительность (в сутках) наводнений на территории субъектов Российской Федерации за 15 лет. Средняя продолжительность одного наводнения – пять суток, но в Поволжском и Центрально-Черноземном районах средняя продолжительность стояния уровней высоких вод составляла около 10 суток, а продолжительность отдельных наводнений в некоторых районах превышала 40 суток.

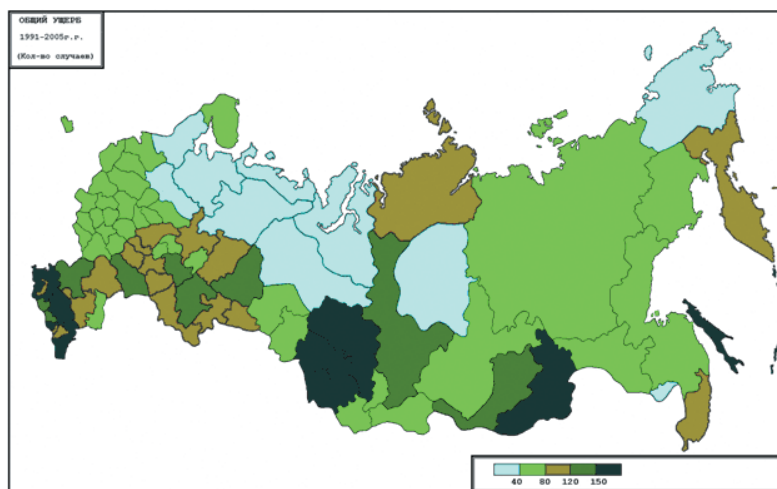


Рис. 3. Карта суммарной продолжительности наводнений (в сутках) за 1991–2005 гг. на территории субъектов Российской Федерации

Большая суммарная продолжительность наводнений характерна для предгорных районов Кавказа, Алтая, Забайкалья, для рек территории муссонного климата Приморья и Сахалина.

Таким образом, различия в изменении количества осадков и температуры воздуха при современных изменениях климата отразились на изменениях генезиса и вероятности формирования максимальных расходов воды и, как следствие, на повторяемости высоких наводнений. Особенно опасны наводнения при максимальных расходах воды в периоды половодья, а если они сопровождаются ледовыми заторами рек, то такие повышения уровня воды на больших и средних реках бывают с катастрофическими последствиями.

Количественная оценка изменения экстремальных характеристик речного стока при глобальном потеплении в будущем — значительно более сложная задача, по сравнению с оценками изменения годового и сезонного значений стока. Качественные оценки изменений экстремальных характеристик стока обычно основаны на предположении их пропорциональности изменениям годового, сезонного, месячного стока.

По оценкам с помощью различных моделей изменения климата и стока рек, выполненным многими авторами [6–8], можно судить, что в бассейнах Енисея и Лены, северных рек ЕТР в XXI столетии следует ожидать преимущественно увеличение максимального стока в половодье и, следовательно, повышение вероятности высоких наводнений, а в бассейнах Амура, нижней части бассейна Оби и на реках центральной и равнинной южной части ЕТР не должно произойти увеличения вероятности высоких наводнений. В соответствии с палеоклиматическим сценарием изменения климата, по оценкам П.М. Лурье [5], к середине XXI века на Большом Кавказе возрастет повторяемость катастрофических наводнений и усиление селевой активности.

По мнению многих климатологов, в ближайшее десятилетие летом ожидается усиление преимущественно конвективных осадков, что указывает на увеличение повторяемости ливней и связанных с ними экстремальных количеств осадков, а, следовательно, увеличится вероятность формирования дождевых паводков на малых реках. Поэтому на всей территории России большую опасность могут представлять дождевые паводки редкой повторяемости на водосборах площадью менее 25–50 км². Они приводят к затоплению в летне-осенний период сельскохозяйственных угодий, частных огородов, садов, жилых и служебных помещений, нанося тем самым значительный материальный ущерб, снижая урожайность сельскохозяйственных культур и даже приводя к их гибели.

Список литературы

1. Авакян А.Б., Полюшкина А.А. Влияние наводнений на жизнь общества и защита от них. – Известия АН СССР, серия географическая. – 1989. – №2. – С. 41–54.
2. Авакян А.Б., Истомина М.Н. Наводнения в мире в последние годы XX в. // Водные ресурсы. – 2000. – Т.27, №5. – С. 517–523.
3. Доброумов Б.М., Тумановская С.М. Наводнения на реках России: их формирование и районирование // Метеорология и гидрология. – 2002. – №12. – С.70–78.
4. Лурье П.М. Водные ресурсы и водный баланс Кавказа. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – 506 с.
5. Лурье П.М. Изменение селевой деятельности на Северном Кавказе в связи с климатическими условиями // Защита народно-хозяйственных объектов от воздействия селевых потоков. Вып. 2. – Пятигорск: Севкавгипроводхоз, 2004. – С. 30–44.
6. Манабе С., Везеролд Р. Изменение водных запасов в масштабах столетия вследствие глобального потепления // Всемирная конференция по изменению климата, г. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003 г. Тезисы докладов. – М., 2003. – С. 14–15.
7. Мелешко В.П., Голицин Г.С., Говоркова В.А. и др. Возможные антропогенные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей // Метеорология и гидрология. – 2004. – №4. – С. 38–49.
8. Мохов И.И., Семенов В.А., Хан В.У. Региональные вариации гидрологического режима в XX веке и модельные оценки их изменений в XXI в. // Глобальные изменения климата и их последствия для России. – М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. – С. 310–333.
9. Померанец К.С. Три века петербургских наводнений. – СПб: Искусство, 2005. – 213 с.
10. Семенов В.А., Коршунов А.А. Наводнения на реках России в конце XX и начале XXI столетий // Вопросы географии и геоэкологии. Вып. 5. – Калуга, 2006. – С. 6–12.
11. Семенов В.А. Ресурсы поверхностных вод гор России и сопредельных территорий. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2007. – 147 с.

ТРЕНДЫ РАЗЛИЧНЫХ КВАНТИЛЕЙ ЗНАЧЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ДЛЯ ПОСТАНЦИОННЫХ ДАННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ И АЭРОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТЕЙ ПО ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РФ

Введение

Для понимания ряда процессов в климатической системе оценки долгопериодных трендов средних за месяц или сезон значений метеовеличин (или их аномалий) оказываются недостаточными. Примером является поиск ответа на вопрос о том, становится ли климат более вариабельным. Подобный вопрос является одним из ключевых в материалах МГЭИК [5].

Для оценки того, существуют ли долгопериодные тренды в характеристиках вариабельности метеовеличин, различными авторами используются различные методы. В работе [1] тренды вариабельности оцениваются как тренды в рядах абсолютных значений остатков или в рядах квадратов остатков от трендов в средних значениях метеовеличин (под остатками в обоих случаях подразумеваются разности между фактическими значениями ряда и значениями, восстанавливаемыми с помощью регрессионной модели). В работе [6] тренды в высокочастотном климатическом сигнале оцениваются как тренды в стандартных отклонениях значений метеовеличины для каждого отсчета по временной оси. Подобная оценка (тренды в моментах второго порядка) оказывается чрезмерно чувствительной к выбросам в данных. Поэтому в работе [2] нами был осуществлен анализ трендов в робастной характеристике – приведенном межквартальном расстоянии, являющемся устойчивым к выбросам аналогом среднеквадратического отклонения.

В работе [3] для оценки трендов характеристик вариабельности метеовеличин нами было предложено использовать метод квантильной регрессии [7]. Квантильная регрессия представляет собой процедуру оценки параметров линейной регрессии для любого из квантилей интервала от 0 до 1. Основное отличие квантильной регрессии от традиционного механизма метода наименьших квадратов (МНК) состоит в том, что МНК дает

возможность оценить регрессию лишь для средних значений зависимой переменной по каждому из отсчетов независимой переменной. При этом результат оказывается весьма чувствительным к выбросам и нарушениям предположений о характере распределения. В отличие от обычной регрессии квантильная регрессия является непараметрическим методом и, во-первых, дает возможность получить значительно более полную информацию (информацию о параметрах регрессии для любых квантилей распределения зависимой переменной), а во-вторых, значительно менее чувствительна к выбросам в данных и к нарушениям предположений о характере распределений.

В настоящей работе будут приведены результаты применения метода квантильной регрессии для оценки трендов квантилей от 0 до 1 значений температуры. В качестве региона, где проведено такое исследование, в данной работе выбрана Европейская территория РФ. Все оценки будут приводиться для постанционных данных. Исследование можно условно разделить на две части: исследование для приземного климата и исследование для климата свободной атмосферы.

При анализе характеристик приземного климата будут использованы ряды приземной температуры суточного разращения (максимальной суточной, минимальной суточной и средней суточной температур). Значительный интерес с точки зрения возможностей использования аппарата квантильной регрессии представляют суточные суммы осадков, однако предварительно полученные результаты указывают на необходимость отдельного, более детального рассмотрения этой метеовеличины.

Для анализа характеристик климата свободной атмосферы будут использованы ряды температуры на стандартных изобарических поверхностях, полученные на основе радиозондовых наблюдений.

Процесс-диаграммы для квантильной регрессии

При регрессионном анализе, выполняемом методом квантильной регрессии, наглядной характеристикой полученного результата является так называемая процесс-диаграмма, представляющая зависимость коэффициента регрессии от значения квантиля. Для анализа климатического тренда процесс-диаграмма представляет

собой зависимость значения климатического тренда от значения квантиля (квантиль изменяется в диапазоне от 0 до 1).

Для представления о том, как процесс-диаграммы квантильной регрессии могут быть использованы при анализе трендов вариабельности климата, были построены модельные климатические ряды с различными вариантами значений тренда $T(E)$ в средних для каждого временного отсчета, а именно: для $T(E) = 0$, $T(E) < 0$ и для $T(E) > 0$. При этом в каждом из трех вариантов тренда $T(E)$ рассматривались по три возможных варианта тренда в стандартных ошибках S наложенной нормально распределенной помехи $T(S)$: $T(S) = 0$, $T(S) < 0$ и $T(S) > 0$.

На рис. 1 для различных сочетаний значений $T(E)$ и $T(S)$ представлены:

- исходные модельные ряды (левый столбец);
- гистограммы начальной части ряда (обозначены 1), гистограммы срединной части ряда (обозначены 2), гистограммы конечной части ряда (обозначены 3) (средний столбец);
- соответствующие разным сочетаниям значений $T(E)$ и $T(S)$ процесс-диаграммы квантильной регрессии (правый столбец); процесс-диаграммы представлены со значениями стандартных ошибок вычисления коэффициентов квантильной регрессии (плюс/минус стандартные отклонения коэффициентов регрессии в виде «трубок»).

Видно, что форма кривой процесс-диаграммы и характер ее смещения относительно нулевой горизонтальной оси позволяют судить о долгосрочных тенденциях в поведении климатических рядов как «в среднем», так и с точки зрения изменений меры их вариабельности относительно средних значений.

Более того, для любого диапазона значений квантилей может быть оценен тренд изменчивости именно в указанном диапазоне как разность коэффициентов квантильной регрессии для граничных значений квантилей анализируемого диапазона. В случае, когда разность между трендами, вычисленными методом квантильной регрессии для конечного и начального значений квантилей анализируемого диапазона, значимо больше нуля, изменчивость в этом диапазоне возрастает. Напротив, если указанная разность значимо меньше нуля, изменчивость в указанном диапазоне убывает.

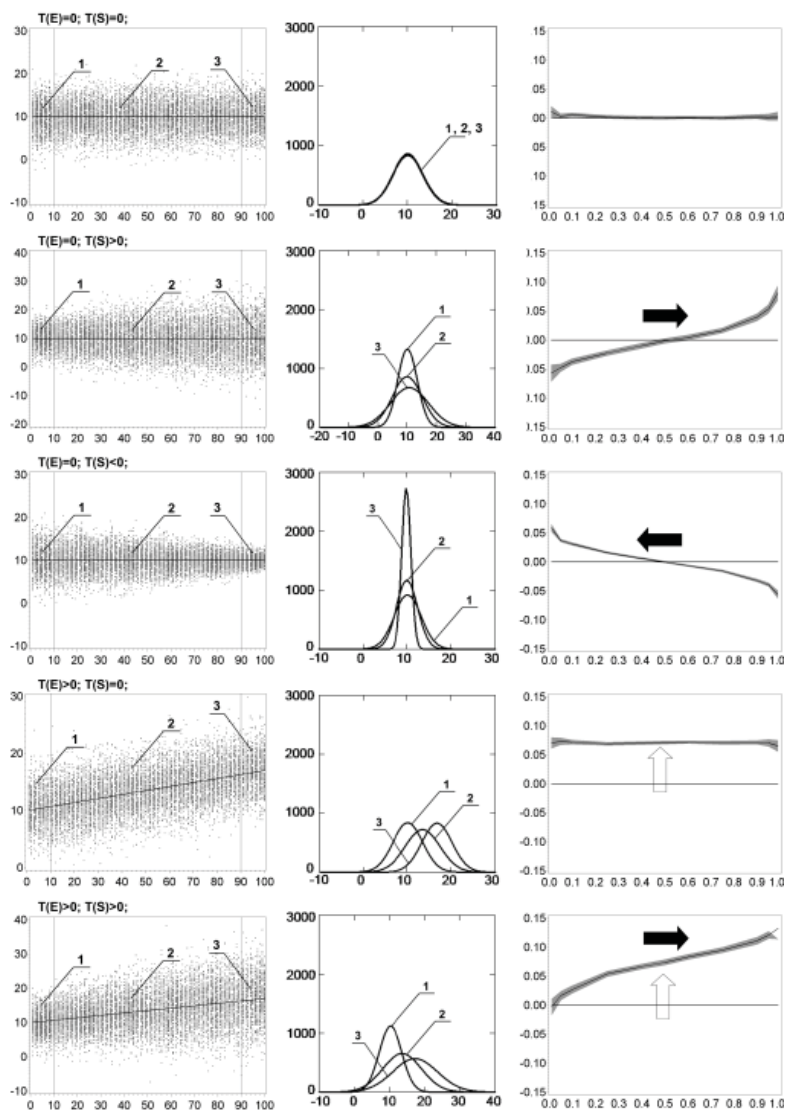
Тренды различных квантилей значений температуры в свободной атмосфере

Для анализа использовались данные массива IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive), поддерживаемого в НЦКД США [4]. Рассматривались ряды за период с 1965 по 2003 г. включительно. Данные по температуре за срок 00 часов на различных изобарических поверхностях до 30 гПа включительно рассматривались отдельно для зимнего сезона (декабрь – февраль) и для летнего сезона (июнь – август). Значения трендов различных квантилей для вертикальных профилей метеовеличин в свободной атмосфере могут быть графически представлены одним из следующих способов:

- для каждого фиксированного значения квантиля от 0 до 1 – в виде вертикального профиля тренда;
- для каждой отдельной фиксированной изобарической поверхности – в виде процесс-диаграммы;
- в виде изотрендовых линий вертикально-квантильных сечений (по горизонтальной оси – значения квантилей, по вертикальной оси – значения давления стандартных изобарических поверхностей); этот способ представляется весьма наглядным и объединяет возможности обоих указанных выше способов.

На рис.2 представлены вертикально-квантильные сечения значений трендов температуры для нескольких аэрологических станций Европейской части РФ для зимнего и летнего сезонов.

Заслуживает внимания неоднородность в диапазоне значений квантилей от 0 до 1 трендов температуры нижней стратосферы в зимний сезон для станций северных и умеренных широт Европейской части РФ, а именно: наличие значимых отрицательных трендов для малых квантилей и положительных трендов при стремлении квантилей к единице. Указанная неоднородность может быть интерпретирована следующим образом. На фоне общеизвестного факта – явно выраженного стратосферного похолодания, наблюдаемого как в летний, так и в зимний сезоны, – возрастают частота зимних внезапных стратосферных потеплений, а также амплитуды зимних скачкообразных потеплений. Это, в свою очередь, приводит к возникновению положительных трендов температуры в нижней стратосфере для близких к 1 значений квантилей.



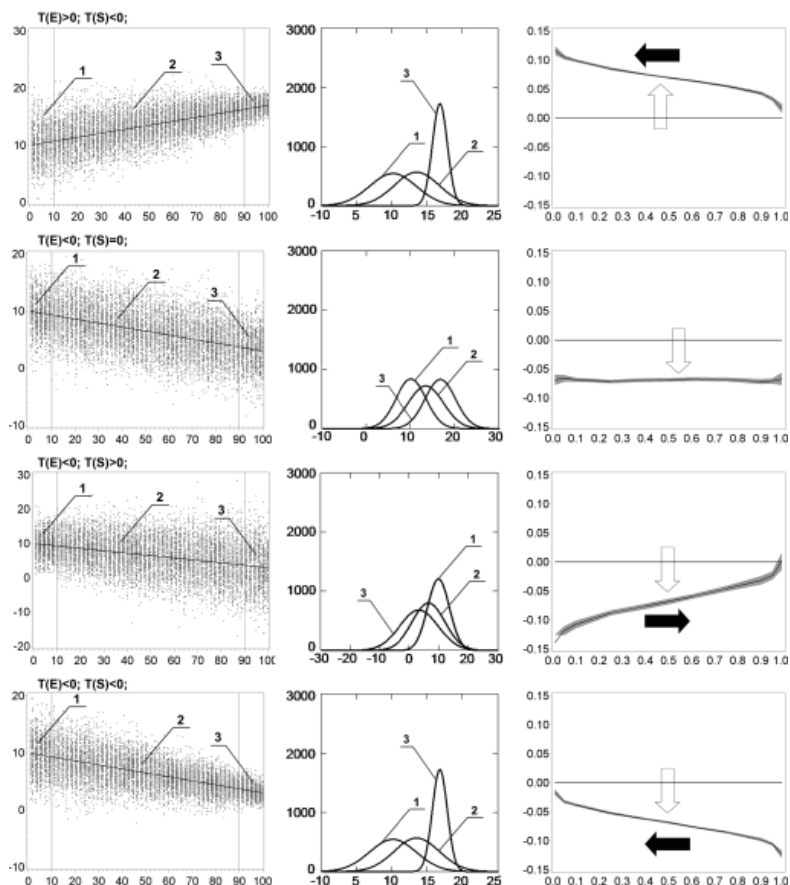
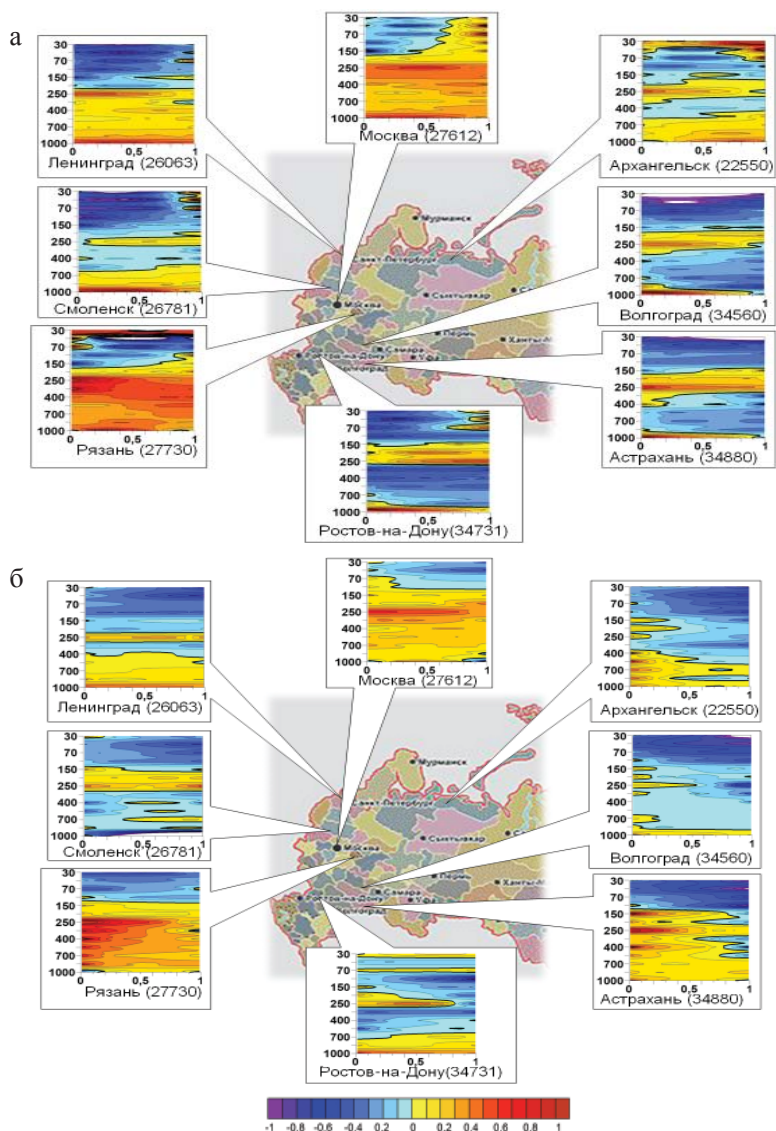


Рис.1 Модельные ряды для различных вариантов тренда в средних $T(E)$ и тренда в стандартных ошибках $T(S)$ (левый столбец), гистограммы для различных частей рядов (средний столбец) и процесс-диаграммы для трендов различных квантилей интервала (0,1) (правый столбец); 1, 2 и 3 – начальная, срединная и конечная части рядов соответственно



Тренды квантилей значений приземной температуры

Для исследования использованы данные массива 223 метеорологических станций международного обмена бывшего СССР [8].

На рис. 3 представлены процесс-диаграммы для трендов минимальной суточной приземной температуры для каждого из четырех сезонов: зимы (декабрь – февраль, рис. 3а), весны (март – май, рис. 3б), лета (июнь – август, рис. 3в) и осени (сентябрь – ноябрь, рис. 3г), по группе длиннорядных станций Европейской части РФ массива [8] за период 1961 – 2005 гг. Дается схематичная привязка процесс-диаграммы к географической карте.

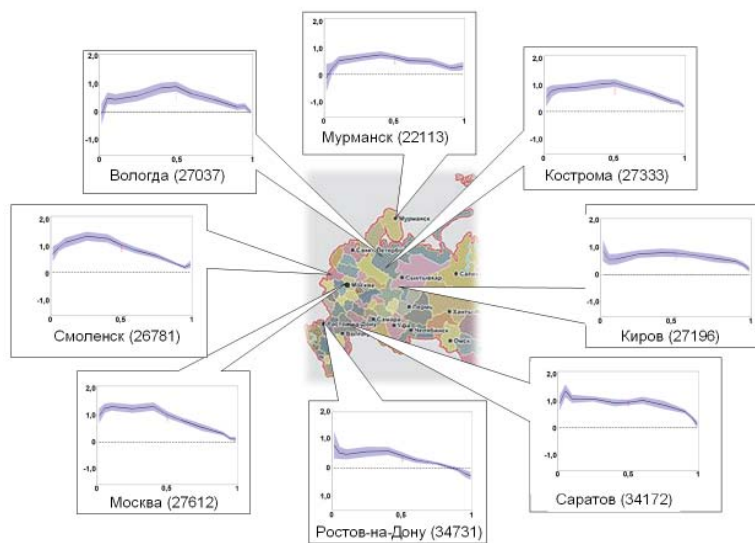
Из рис. 3а видно, что в зимний сезон для северных станций Европейской части РФ имеет место нарастание значений тренда при увеличении значения квантиля с максимумом положительного значения тренда для квантилей, близких к 0,5 (т.е. близких к медианному значению, которое в случае гауссова распределения совпадает со средним значением). При дальнейшем увеличении значений квантиля положительные значения трендов для северных станций убывают, не достигая, впрочем, нуля. Для станций умеренных и южных широт Европейской части РФ значения трендов при малых значениях квантилей положительны и максимальны. При приближении же значений квантилей к 1 значения трендов стремятся к нулю.

В весенний сезон (рис. 3б) при малых значениях квантилей значения трендов положительны и максимальны, они резко убывают на интервале квантилей примерно от 0 до 0,25, приближаясь к нулю. Таким образом, потепление в весенний сезон на исследуемых станциях осуществляется за счет всех положительных трендов значений экстремально холодных случаев.

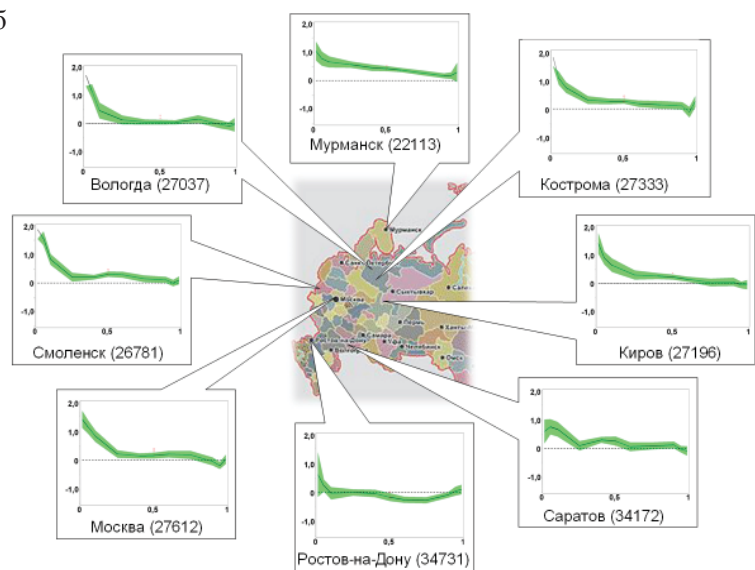
В летний сезон (рис. 3в) значения трендов температуры более однородно распределены по всему диапазону значений квантилей, при этом сами значения трендов значимо отличны от нуля, но малы по сравнению с трендами в зимний сезон для соответствующих значений квантилей.

Наконец, в осенний сезон (рис. 3г) для всех исследованных станций, за исключением Мурманска, при малых значениях квантиля наблюдаются отрицательные тренды. Таким образом, в осенний период, независимо от того, каковы тенденции изменений температуры в среднем, наиболее низкие температуры имеют явно выраженную тенденцию к уменьшению.

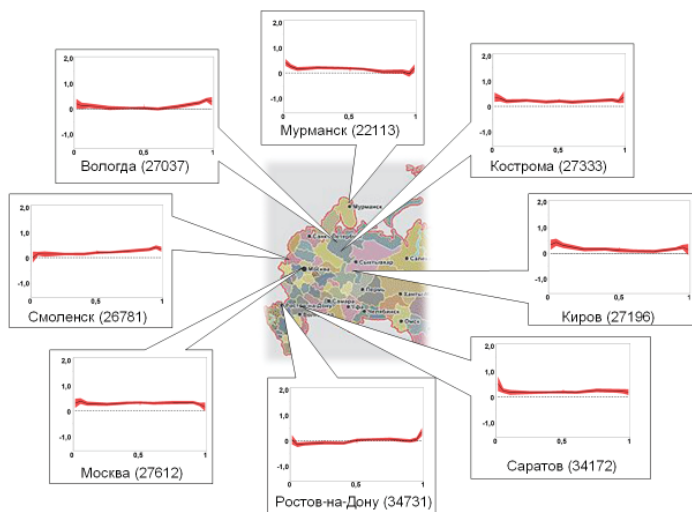
а



б



В



Г

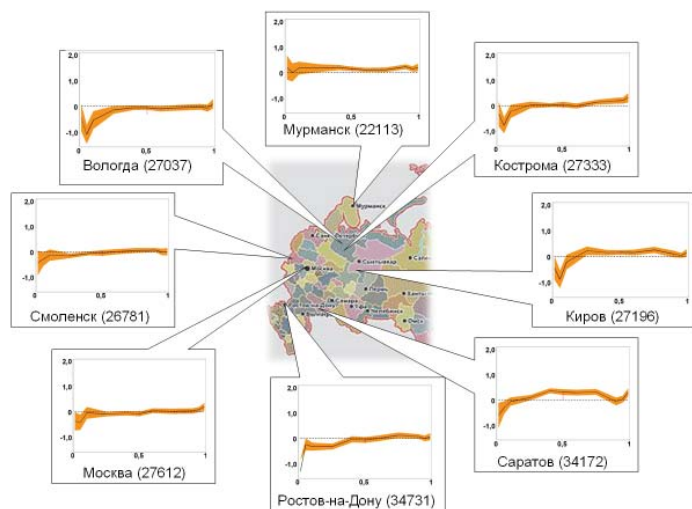


Рис.3. Процесс-диаграммы для трендов минимальной суточной приземной температуры для четырех сезонов: а – для зимнего (декабрь–февраль); б – для весеннего (март–май); в – для летнего (июнь–август); г – для осеннего (сентябрь–ноябрь). Области отклонения от тренда не более чем на значение одной стандартной ошибки залиты.

Сравнение процесс-диаграмм, полученных на основе квантильной регрессии трендов для минимальной, средней и максимальной суточных температур приведено на рис. 4. Как следует из этого рисунка, для исследованных трех станций характерны следующие особенности трендов различных диапазонов квантилей:

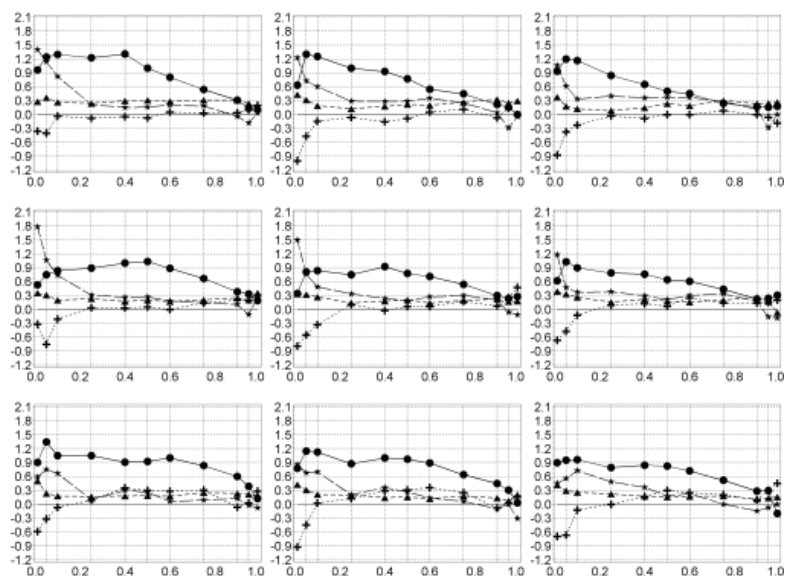


Рис.4. Процесс-диаграммы для трендов минимальной (левый столбец), средней (средний столбец) и максимальной (правый столбец) суточных приземных температур для различных сезонов: верхний ряд – ст. Москва; средний ряд – ст. Кострома; нижний ряд – ст. Саратов; ●●● зимний сезон (декабрь – февраль); *** весенний сезон (март – май); ▲▲▲ летний сезон (июнь – август); +++ осенний сезон (сентябрь – ноябрь)

– для средней и максимальной суточных температур в зимний период положительные тренды меньше по величине, чем для минимальной суточной температуры, но качественный ход процесс-диаграмм схож с ходом для минимальной суточной температуры;

– для средней и максимальной суточных температур имеют место особенности трендов в осенний и весенний сезоны в диапазоне малых значений квантилей, аналогичные имеющим место для минимальной суточной температуры.

Заключение

В настоящей работе получены значительно более детальные оценки трендов в рядах приземной температуры и температуры в свободной атмосфере, чем оценки, получаемые традиционными статистическими методами.

Как уже отмечалось нами ранее [3], в умеренных широтах Европейской территории РФ, как и в более северных регионах, наблюдается значительная неоднородность в распределении по значению квантилей для трендов температуры нижней стратосферы в зимний сезон. Одной из возможных причин этого явления может считаться увеличение частоты и амплитуды внезапных стратосферных потеплений (ВСП). Исследованию деталей этого явления для зимнего сезона и особенностей процесс-диаграмм для трендов температуры в нижней стратосфере для каждого из четырех сезонов будут посвящены отдельные публикации.

Несмотря на то, что территория, для которой выполнялось исследование, велика и разнородна по своим климатическим условиям, могут быть зафиксированы некоторые типичные черты процесс-диаграмм (значения трендов для разных значений квантилей диапазона от 0 до 1). Особенности процесс-диаграмм для трендов приземной температуры (для различных сезонов) описаны в настоящей работе.

В дальнейшем целесообразно по значениям трендов приземной температуры для различных сезонов и для различных значений квантилей выполнить на основе многомерной объективной классификации климатическое районирование территории Российской Федерации по проявлениям трендов в различных диапазонах квантилей.

Работа выполнена при частичной поддержке инициативного проекта РФФИ №07-05-0264 и совместного проекта РФФИ и Правительства Калужской области № 07-05-96402

Список литературы

1. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. – 2004. – №4. – С. 50–66.

2. Стерин А.М. и Тимофеев А.А. Долгопериодные тенденции изменения характеристик variability внутригодового масштаба для температуры в свободной атмосфере // Вычислительные технологии. – 2007. – Т. 11. Ч.3. – С. 52–58.
3. Тимофеев А.А., Стерин А.М. Применение метода квантильной регрессии для анализа изменений характеристик климата // Метеорология и гидрология, (в печати).
4. Durre, I., R.S. Vose, and Wuertz D.B. : Overview of the Integrated Global Radiosonde //Archive. Journ. Of Climate. – 2006. – Vol. 19, № 1.– P. 53.
5. IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge. University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York. NY, USA. – 881 p.
6. Iskenderian H., Rosen R.D. Low-Frequency Signals in Midtropospheric Submonthly Temperature Variance //Journal of Climate. Vol. 13, July. – 2000. – P.2323–2333.
7. Koenker, R., Bassett, G., Regression quantiles // Econometrica. – 1978. – 46. – P. 33–50.
8. Razuvaev V.N., Apasova E.G., Martuganov R.A., Stuerer P., Vose R. Daily temperature and precipitation data for 223 USSR stations. ORNL/CDIAC, Numerical Data Package - 040, 1993, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Шерстюков Б.Г.</i> Парниковый эффект и изменение теплообмена между океаном и атмосферой как факторы современных изменений климата.....	3
<i>Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н.</i> Критерии экстремальности климатических явлений в температурном режиме и режиме осадков на территории России	38
<i>Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н.</i> Изменения характеристик снежного покрова на территории России в последние десятилетия.....	54
<i>Бадашова Л.Ф., Муркина Е.А., Хохлова А.В.</i> Многолетние изменения снежного покрова в Калужском регионе по спутниковым наблюдениям.....	63
<i>Шерстюков А.Б.</i> Температура почвогрунтов России на глубинах до 320 см в условиях изменяющегося климата	72
<i>Шерстюков А.Б.</i> Критериальные оценки климатических условий существования многолетнемерзлых грунтов в России за период с 1976 по 2005 год по данным наблюдений на глубине 320см	89
<i>Аристова Л.Н., Клещенко Л.К.</i> Зональная циркуляция в средней тропосфере и ее климатические характеристики по данным модели ИВМ РАН	96
<i>Клещенко Л.К., Ранькова Э.Я.</i> Оценки воспроизведения моделью ИВМ РАН характеристик циркуляции в средней тропосфере	113
<i>Клещенко Л.К., Аристова Л.Н.</i> Планетарная высотная фронтальная зона: климатические особенности по результатам наблюдений и моделирования	128
<i>Шерстюков Б.Г., Шерстюков А.Б.</i> Климатические условия потенциальной горимости леса в России в XX и XXI веках	137

<i>Шерстюков А.Б.</i> Оценки климатологических показателей комфортности проживания человека в изменяющемся климате.....	152
<i>Шерстюков Б.Г.</i> Климатические условия отопительного периода в России в XX и XXI веках.....	163
<i>Апасова Е.Г.</i> Атмосферная мгла в Прибайкалье в теплый период года	171
<i>Апасова Е.Г.</i> Параметры атмосферной мглы в Москве и Московской области в 1966–2000 гг.	195
<i>Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Трофименко Л.Т.</i> Рекордные морозы в январе 2006 года на территории Российской Федерации	215
<i>Шерстюков Б.Г.</i> Метод прогноза климата на предстоящие два десятилетия на основе экстраполяции ритмов	221
<i>Байдал М.Х.</i> Пространственно-временная сопряженность экстремальных климатических явлений: повторяемость, факторы, проблема предвидения.....	236
<i>Неушкин А.И., Санина А.Т., Иванова Т.Б.</i> Холодные (суровые) и теплые зимы в федеральных округах европейской части России	260
<i>Алдухов О.А., Черных И.В.</i> Об изменении температурно-влажностного режима в тропосфере над Антарктическим полуостровом	266
<i>Семенов В.А., Коршунов А.А.</i> Климатически обусловленные изменения максимальных расходов воды и наводнений на реках России	292
<i>Стерин А.М., Тимофеев А.А.</i> Тренды различных квантилей значений температуры для постанционных данных метеорологической и аэрологической сетей по Европейской территории РФ.....	300

Сборник научных трудов

Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД»

Выпуск 173

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЙ

Подписано к печати 27.12.2007 г. Формат 60х84/16.

Печать офсетная. Печ. л. 19,2. Тираж 300 экз. Заказ № 20

Отпечатано в ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», г. Обнинск, ул. Королева, 6.

Парниковый эффект и изменение теплообмена между океаном и атмосферой как факторы современных изменений климата. Шерстюков Б.Г. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 3–37.

В результате численных экспериментов, выполненных на выборках метеорологических данных при различных физико-географических условиях, показано наличие трендов температуры воздуха парникового происхождения, не связанных с водяным паром. Согласно публикациям, парниковый эффект – результат накопления CO_2 , метана и других газов в атмосфере. Наличие облачности нивелирует действие парникового эффекта.

Эффективность парникового эффекта по определению связана с радиационным балансом земля–атмосфера, показано, что в сухой безоблачной атмосфере парниковый эффект возрастает с увеличением географической широты и в зимнее время года. Севернее 58°с.ш. эффект CO_2 часто перекрывается облачными полями и, возможно, адвективными процессами.

Предложен индекс инерционности атмосферы, характеризующий интенсивность крупномасштабного теплового взаимодействия атмосферы и океана. По значениям индекса на данных более чем за 100 лет показано ослабление взаимодействия атмосферы с океаном, особенно в последние десятилетия. В результате уменьшился сток излишнего «парникового» тепла в океан, и интенсивность глобального потепления возросла.

Ослабление взаимодействия атмосферы с океаном в последние десятилетия привело также к уменьшению инерционности атмосферных процессов и росту межгодовой изменчивости, который, видимо, является причиной известного роста экстремальности климата.

Ил. 18. Библ. 16.

Критерии экстремальности климатических явлений в температурном режиме и режиме осадков на территории России. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 38–53.

Анализируется пространственное распределение индексов экстремальности климата на территории России. В качестве индексов экстремальности использовалось число дней за месяц, когда суточная температура воздуха (сумма осадков) была выше или ниже некоторого предельного значения. Значение метеорологической величины, соответствующее границе 95- и 5%-ного интервалов ранжированного ряда, рассматривалось как предельное. С помощью предложенной методики получены критерии экстремальности по минимальной и максимальной температурам воздуха и атмосферным осадкам, проанализировано пространственное распределение полученных характеристик на территории России. Некоторая «доля» проявления экстремальности климата отражается в многолетних климатических характеристиках региона. Данные, приведенные в статье, позволят более эффективно использовать климатическую информацию, выработать рекомендации для уменьшения потерь от негативных последствий экстремальных изменений климата с учетом региональных особенностей климата.

Ил. 6. Библ. 4.

Изменения характеристик снежного покрова на территории России в последние десятилетия. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 54–62.

Состояние снежного покрова – одна из важнейших характеристик регионального климата. На фоне глобального потепления, наблюдаемого в последние десятилетия, происходят изменения и характеристик снежного покрова. В настоящей работе исследование изменений состояния снежного покрова проводится на основе эмпирико-статистического анализа временных рядов ежедневных данных о высоте снежного покрова на 450 станциях Российской Федерации за периоды 1951–2006 гг. и 1977–2006 гг. Для оценки продолжительности залегания снежного покрова использовались такие характеристики, как число дней с покрытием снегом более 50 % территории вокруг метеостанции и число дней с высотой снежного покрова более 1 см. Анализ пространственного и временного изменений данных параметров, а также числа дней с высотой снежного покрова более 20 см позволил выявить региональные особенности изменчивости характеристик снежного покрова на территории России.

Ил. 6. Библ. 6.

Многолетние изменения снежного покрова в Калужском регионе по спутниковым наблюдениям. Бадашова Л.Ф., Муркина Е.А., Хохлова А.В. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 63–71.

Работа посвящена исследованию региональных особенностей снежного покрова в Калужской области на основе многолетних спутниковых данных. Исследование проводилось для четырёх выбранных регионов (на севере, юге, востоке и западе области).

Выявлена тенденция уменьшения снежного покрова в данной области. Определена средняя продолжительность сплошного снежного покрова и сделаны выводы о сокращении его продолжительности в среднем на три дня за десятилетие.

Ил. 6. Библ. 15.

Температура почвогрунтов России на глубинах до 320 см в условиях изменяющегося климата. Шерстюков А.Б. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 72–88.

Проведено исследование влияния наземных метеорологических параметров на изменение температуры почвогрунтов на глубинах 80, 160 и 320 см за последние четыре десятилетия для территории России. В работе использовались данные по всем станциям Российской Федерации, на которых проводятся наблюдения за температурой почвогрунтов по вытяжным термометрам.

Выполнен корреляционный анализ между температурой почвогрунтов на указанных глубинах, температурой воздуха и высотой снежного покрова. Пространственное распределение коэффициентов корреляции между температурой воздуха и температурой почвогрунтов для указанных глубин анализировалось по картам, построенным для теплого и холодного периодов года. Приведены оценки достоверности полученных зависимостей. Обнаружены особенности корреляций в зоне многолетней мерзлоты России.

Получены количественные оценки вклада среднегодовой температуры воздуха и высоты снежного покрова в многолетние изменения среднегодовой температуры почвогрунтов по территории России.

Обнаружено преобладающее влияние высоты снежного покрова на температуру почвогрунтов в Азиатской части России и температуры воздуха – в Европейской части.

Табл. 2. Ил. 6. Библ. 11.

Критериальные оценки климатических условий существования многолетнемерзлых грунтов в России за период с 1976 по 2005 год по данным наблюдений на глубине 320 см. Шерстюков А.Б. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 89–95.

Получены оценки многолетних термических изменений в почве и построены карты их пространственных особенностей на основе длительных рядов наблюдений на всех гидрометеорологических станциях России, производящих наблюдения за температурой почвы на глубинах 80, 160 и 320 см. Более плотная сеть гидрометеорологических станций по сравнению с данными стационаров дает возможность точнее оценить изменение географического положения характерных изотерм в грунтах за последние 30 лет (1976 – 2005 гг.).

За южную границу условий, благоприятных для существования мерзлоты, принята изотерма $+3^{\circ}\text{C}$ среднегодовых значений температуры грунта на заданной глубине. Показано, что положение изотермы температуры грунтов $+3^{\circ}\text{C}$ для 1976 г. на большей части России хорошо совпадает с южной границей островного распространения многолетних мерзлых пород со среднегодовыми температурами от $+3$ до -1°C и мощностью мерзлой толщи от 0 до 100 м.

Для определения на карте пространственного интервала достоверности изотерм рассчитан доверительный интервал тех значений, которые использовались для построения карт.

За рассмотренный период лет произошли изменения географического положения изотермы. Наибольшее смещение характерной изотермы к северу произошло в Прибайкалье – Забайкалье и составило около 5° широты. На Западно-Сибирской равнине и на западе Среднесибирского плоскогорья смещение изотермы к северу составило до $2\text{--}3^{\circ}$ широты. Достоверными являются различия более 1° широты. Это не означает смещение границы криолитозоны на такую же величину, но показывает изменение на обширной территории одного из главных условий существования мерзлых грунтов. В указанных районах наиболее вероятна деградация многолетней мерзлоты.

Ил. 1. Библ. 8.

Зональная циркуляция в средней тропосфере и ее климатические характеристики по данным модели ИВМ РАН. Аристова Л.Н., Клещенко Л.К. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 96 – 112.

Приведены результаты сопоставления статистических характеристик полей зональной составляющей скорости геострофического ветра на уровне изобарической поверхности 500 гПа, рассчитанной по данным совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН в эксперименте по моделированию климата XX века и реанализов NCER/NCAR за период 1951–2000 гг. Показано, что моделью не воспроизводится динамика (многолетние межгодовые изменения) средней зональной циркуляции в средней тропосфере, но достаточно успешно воспроизводятся ее климатические характеристики, такие как широтный ход и сезонные изменения. Оценки межгодовой изменчивости зональной скорости ветра по данным модели несколько занижены. Главные особенности многолетних среднемесячных полей зональной скорости ветра, рассчитанной по модельным данным, в основном соответствуют результатам наблюдений. Однако различия в отдельных точках весьма существенны (от -11 до +10 м/с).

Приведены оценки сопоставления характеристик режима зональной циркуляции, рассчитанных по данным модели ИВМ РАН в 150-летнем эксперименте с удвоением углекислого газа в атмосфере (по отношению к его концентрации в 1871 г.) и контрольном. Согласно полученным оценкам, при увеличении углекислого газа в атмосфере средняя для полушарий зональная скорость ветра, рассчитанная по данным геопотенциала $H500$, не изменяется. Происходит лишь некоторое зональное перераспределение среднеширотной скорости, наиболее отчетливо проявляющееся в усилении западного ветра в умеренных широтах Южного полушария, которое можно рассматривать как отклик зональной циркуляции в модели ИВМ РАН на увеличение концентрации углекислого газа.

Табл.2. Ил. 10. Библ. 5.

Оценки воспроизведения моделью ИВМ РАН характеристик циркуляции в средней тропосфере. Клещенко Л.К., Ранькова Э.Я. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 113–127.

Приведены результаты сопоставления многолетних месячных статистик (средних значений и среднеквадратических отклонений) геопотенциала *H500*, полученных по данным наблюдений (реанализов NCEP/NCAR) и модели ИВМ РАН (эксперимент «XX век») за 1951–2000 годы. Показано, что моделью ИВМ РАН достаточно успешно воспроизводятся такие характеристики многолетнего статистического режима циркуляции в умеренных широтах средней тропосферы, как волновая структура полей геопотенциала *H500* и ее сезонные преобразования, но при этом несколько занижены высота изобарической поверхности 500 гПа и масштабы ее временной изменчивости.

По ежедневным данным геопотенциала *H500* за 1951–2000 гг. для зимнего и летнего сезонов выделены эпизоды блокирования (в широтных зонах 50–60° с. ш. и 40–50° ю. ш.). Получены их индивидуальные и интегральные характеристики (сезонные индексы блокирования). Проведено сопоставление многолетних статистик индексов блокирования, рассчитанных по данным наблюдений и результатам моделирования.

Показано, что в характеристиках эпизодов блокирования, полученных по модельным данным, нашли отражение недостатки в моделировании полей геопотенциала *H500*: моделью хорошо воспроизводится сезонное положение секторов активного блокирования (европейского и американского), но не их интенсивность. Небольшие различия в локализации сезонных ложбин и гребней приводят к существенным различиям в статистиках характеристик блокирующих процессов для отдельных точек. Отсутствует соответствие во временных рядах индексов блокирования, полученных по модельным и наблюдаемым данным, в том числе и в оценках линейных трендов.

Табл.2. Ил. 8. Библ. 6.

Планетарная высотная фронтальная зона: климатические особенности по результатам наблюдений и моделирования. Клещенко Л.К., Аристова Л.Н. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 128–136.

По данным наблюдений (реанализов NCEP/NCAR) и модели ИВМ РАН (эксперимент «XX век») за 1951–2000 гг. построены среднемесячные поля геопотенциала $H500$ и по ним рассчитаны характеристики планетарной высотной фронтальной зоны Северного полушария. Показано, что значения характеристик (среднее географическое положение на полушарии и степень деформации) по модельным данным занижены, что отражает характер смещений в статистиках модельных полей геопотенциала $H500$. В то же время моделью ИВМ РАН адекватно воспроизводятся сезонные изменения характеристик ПВФЗ, а также локализация отражаемой ею системы тропосферных ложбин и гребней в зимне-весенний период.

Табл.2. Ил. 4. Библ. 9.

Климатические условия потенциальной горимости леса в России в XX и XXI веках. Шерстюков Б.Г., Шерстюков А.Б. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 137–151.

По фактическим данным показано увеличение количества лесных пожаров и лесной площади, пройденной ими на территории России за последние 20 лет. Показано, что индекс В.Г. Нестерова удовлетворительно описывает потенциальную опасность возгорания леса при масштабе пространственного обобщения в размерах федерального округа. На примере одного года выполнено сопоставление пространственного распределения индекса В.Г. Нестерова со спутниковыми данными о лесных пожарах в Сибири и на Дальнем Востоке и показана применимость индекса для оценки потенциальной опасности лесных пожаров. Показано, что потенциальная горимость чаще реализуется вблизи урбанизированных территорий нежели в малонаселенных.

Изменения климата последних трех десятилетий привели к повышению пожарной опасности в лесах почти на всей Европейской территории России и в южной половине Азиатской территории. Понижение пожарной опасности произошло на востоке Восточной Сибири севернее 62°с.ш.

Оценки опасности лесных пожаров на первую половину XXI в. показали тенденцию увеличения числа суток в году с потенциальной горимостью леса «высокой и больше» на 20–60 % на юге Европейской территории России, на юге Западной Сибири, в средних широтах Восточной Сибири и Дальнего Востока. Уменьшение количества пожароопасных дней ожидается в Приамурье, в районе Магадана и в восточной части Камчатки.

Табл. 1. Ил. 10. Библ. 20.

Оценки климатологических показателей комфортности проживания человека в изменяющемся климате. Шерстюков А.Б. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 152–162.

Выполнены оценки изменений суровости погоды зимой и комфортности в теплое полугодие по станциям России за 1976–2006 гг. Особое внимание обращено на изменения на юге Сибири, на территории которой произошло самое сильное потепление климата. Изменение климата последних десятилетий привело к тому, что менее суровыми стали зимы на Европейской территории России, на юге Сибири и Дальнего Востока, а также на Камчатке и Чукотке. В этих районах в холодную часть года уменьшилось на 20–50 % число дней со всеми категориями суровой погоды. А на Кольском полуострове, на севере Западно-Сибирской равнины, на северо-востоке Северо-Сибирской низменности и в долинах рек Индигирка и Колыма увеличилось число дней с суровой погодой на 20 – 30%.

За последние десятилетия в Западной Сибири и частично на юге Восточной Сибири произошло увеличение числа дней в году с комфортной эффективной температурой в теплую часть года. Изменения климата благоприятно отразились на условиях комфортности проживания человека в этой части Сибири. В некоторых регионах на юге Восточной Сибири чрезмерное повышение температуры за последние три десятилетия привело к уменьшению числа дней с комфортной эффективной температурой.

Ил. 8. Библ. 3.

Климатические условия отопительного периода в России в XX и XXI веках. Шерстюков Б.Г. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 163–170.

Выполнен анализ изменения продолжительности отопительного периода и индекса потребления топлива за 1971–2004 гг. по данным 1400 метеорологических станций России и получены оценки их возможных изменений на 2025 и 2050 гг. Для прогностических оценок использовались средние данные моделей климата CGCM, HadCM3 и ЕСНАМ4.

Практически повсеместно на территории России произошло сокращение отопительного периода. Продолжительность отопительного периода к 2004 г., по сравнению с 1971 г., сократилась на 6–8 % на самом юге Европейской территории Российской Федерации (ЕТР), на 4–6 % сократилась в южной и западной частях ЕТР, на юге Сибири и Дальнего Востока, на Камчатке и всей прибрежной зоне Берингова моря. Уменьшение индекса потребления топлива к 2004 г., по сравнению с 1971 г., составило 8–10 % в южной и западной частях ЕТР, 6–8 % – на остальной части ЕТР, кроме севера, 6–8 % – в южной половине Азиатской территории Российской Федерации (АТР), кроме районов Станового и Алданского нагорий, в остальной части – на 4–6 %.

К 2025 г. ожидается уменьшение, по сравнению с нормой 1961–1990 гг., продолжительности отопительного периода на 4–6 % в большинстве регионов России и на 5–10 % – к середине XXI века. При этом на юге и западе Европейской территории России, в некоторых северных и дальневосточных районах ожидается уменьшение продолжительности отопительного периода на 6–10 % – к 2025 г. и 8–12 % – к 2050 г.

Ил. 4. Библ. 6.

УДК 551.501

Атмосферная мгла в Прибайкалье в теплый период года. Апасова Е.Г. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 171–194.

В статье анализируются многолетние климатические особенности атмосферной мглы на 17 станциях Прибайкалья за 1936–2000 гг., а также состояние таких элементов, как видимость, ветер, температура и влажность воздуха во время мглы при условии, что мгла образовалась при температуре выше 0 °С. Количество сроков с мглой в сумме по всем станциям составило 18564, количество дней, когда мгла была отмечена хотя бы в один из сроков, достигло 7817. В течение 1936–2000 гг. атмосферная мгла возникала ежегодно, но с годами это явление становится более редким. Максимальное количество сроков с мглой было в 1943, 1950, 1954, 1985 и 1986 гг. В распределении скорости и направления ветра, температуры и влажности воздуха во время мглы не обнаружено никаких отличий от средней многолетней картины распределения этих величин.

Табл. 17. Ил. 1. Библ. 7.

УДК 551.501

Параметры атмосферной мглы в Москве и Московской области в 1966–2000 гг. Апасова Е.Г. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 195–214.

Дан анализ полноты и качества данных по такому редкому явлению, как атмосферная мгла, наблюдающаяся в срок производства наблюдений на 21 метеорологической станции Москвы и Московской области. Изучена повторяемость мглы по месяцам года и динамика многолетнего хода числа дней с мглой в выбранном регионе.

Показано, что мгла может образоваться в любое время года, видимость при мгле чаще всего составляет 2–10 км, дует ветер со скоростью не более 5 м/с, направление которого имеет южную (зимой) или восточную (летом) составляющую. Температура во время мглы может иметь любое значение, но летом она чаще находится в диапазоне от +10 до +30 градусов. Наибольшее количество дней с мглой отмечено в 1972, 1976, 1977, 1979 гг.

Табл. 12. Библ. 5. Ил. 1.

УДК 551.583

Рекордные морозы в январе 2006 года на территории Российской Федерации. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Трофименко Л.Т. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 215–220.

Факт повышения глобальной температуры воздуха в настоящее время не вызывает сомнения. Это подтверждают исследования как российских, так и зарубежных ученых.

Один из важнейших аспектов изучения климатической системы связан с анализом повторяемости экстремальных климатических явлений. Существуют различные подходы к определению понятия «экстремальность». Наиболее распространенным является отнесение к экстремальным различных достаточно редких состояний климатической системы, характеризующихся аномальными значениями отдельных или совокупности метеорологических элементов. К ним можно отнести необычайно суровые зимы, описания которых встречаются как в исторических хрониках, так и в климатических обзорах периода инструментальных наблюдений.

В статье приведены результаты исследований температурного режима зимой 2005–2006 гг. на территории России. Зима оказалась холодной практически на всей территории страны, за исключением арктического побережья Сибири. Подробно проанализированы январские морозы на территории семи федеральных округов России.

Ил. 2. Библ. 2.

УДК 551.583

Метод прогноза климата на предстоящие два десятилетия на основе экстраполяции ритмов. Шерстюков Б.Г. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 221–235.

Предложен статистический метод прогноза изменений климата на период до 20 лет с привлечением сведений о трендах температуры, выявленных в опубликованных данных динамических полных моделей климата. Статистическая модель основана на выявлении и экстраполяции ритмов во временных рядах температуры воздуха. Оценки точности погодичных прогнозов климата Северного полушария показывают возможность составления обобщенных прогнозов климата с заблаговременностью до 20 лет с точностью, превышающей данные динамических моделей. Ошибки погодичных прогнозов климата меньше естественной межгодовой изменчивости.

Табл. 6. Ил. 3. Библ. 2.

УДК 551.515.9

Пространственно-временная сопряженность экстремальных климатических явлений: повторяемость, факторы, проблема предвидения
Байдал М.Х. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 236–259.

Рассматриваются крупномасштабные аномалии средней месячной температуры воздуха и месячных сумм атмосферных осадков в различных сочетаниях регионов территории бывшего СССР и Казахстана. Главное внимание уделено экстремальным аномалиям температуры воздуха и осадков в рамках общепринятых в климатологии классов по отношению к многолетней норме. Определены особенности сопряженности аномалий температуры воздуха и осадков между различными регионами от Прибалтики до Тихого океана. По отдельным регионам и их сочетаниям выявлена связь с внешними факторами – атмосферной циркуляцией и индексами гравитации Солнечно-планетной системы, что дает возможность разработать методику предвидения крупноплощадных аномалий климатических параметров, примером чего явилась зима 2006 г. с морозами в течение трех месяцев на колоссальном пространстве.

Табл. 15. Библ. 8. Прил. 1.

УДК 551.524

Холодные (суровые) и теплые зимы в федеральных округах европейской части России. Неушкин А.И., Санина А.Т., Иванова Т.Б. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 260–265.

По температуре воздуха и осадкам, представленным в отклонениях от нормы и пронормированным среднеквадратическим отклонением, рассчитан параметр. С помощью параметра определены по принятым критериям холодные, теплые и умеренные зимы. Составлен каталог их распределения по четырем федеральным округам европейской части России за период 1966–2005 гг.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 3.

УДК [551.524.7(99) + 551.571.7]

Об изменении температурно-влажностного режима в тропосфере над Антарктическим полуостровом. Алдухов О.А., Черных И.В. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 266–291.

В данной работе изложен «точечный» метод, основанный на использовании срочных данных с учетом их корреляции во времени. Метод был разработан для исследования изменения климата в труднодоступных полярных районах планеты, а также для оценок трендов в значениях метеовеличин на больших высотах в атмосфере. С использованием данного метода получены количественные оценки климатических изменений температуры и содержания водяного пара в столбе воздуха для стандартных изобарических поверхностей в тропосфере. В качестве исходных данных использовались данные стандартного радиозондирования атмосферы, проводившегося на российской антарктической станции Беллинсгаузен, расположенной в районе Антарктического полуострова. Оценки трендов получены за многолетний год, многолетние сезоны и месяцы.

Табл. 6. Ил. 4. Библ. 24.

551.583:[556.16:556.53]

Климатически обусловленные изменения максимальных расходов воды и наводнений на реках России. Семенов В.А., Коршунов А.А. Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 292–299.

Современные изменения климата, особенно увеличение количества атмосферных осадков в зимне-весенний период и интенсивности ливней в летнее время, обусловили в начале XXI столетия во многих районах России увеличение максимальных расходов воды, повторяемости и продолжительности высоких наводнений на реках во время весенних и весенне-летних половодий, дождевых паводков. Наиболее выраженное увеличение их количества отмечалось на реках Северного Кавказа, юга Дальнего Востока, в несколько меньшей степени – на реках Западной Сибири, в Поволжье. Возросла вероятность высоких и катастрофических наводнений при заторах льда и ветровых нагонах воды в устьях рек.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 11.

**Тренды различных квантилей значений температуры для по-
станционных данных метеорологической и аэрологической сетей по
Европейской территории РФ.** Стерин, А.М., Тимофеев А.А. Труды
ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2007. Вып. 173. С. 300–312.

В работе приведены результаты применения метода квантильной регрессии для оценки трендов квантилей от 0 до 1 значений температуры. В качестве региона, где проведено такое исследование, выбрана Европейская территория РФ. Расчеты выполнены для температуры свободной атмосферы (на основе данных радиозондирования) и для приземной температуры. Все оценки приводятся для постанционных данных. Описываются и обсуждаются сезонные особенности трендов для различных квантилей. Применение метода квантильной регрессии позволяет получить более полную картину трендов метеовеличин, в том числе в диапазонах значений метеовеличин, близких к экстремальным, чем использование традиционных статистических методов.

Ил. 4. Библ. 8.