ISSN 0207-2564



FEDERAL SERVICE
FOR HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL MONITORING

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

INSTITUTE OF GLOBAL CLIMATE AND ECOLOGY

PROBLEMS OF ECOLOGICAL MONITORING AND ECOSYSTEM MODELLING

Volume XXIV

MOSCOW — 2011

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА И ЭКОЛОГИИ

ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА И МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМ

Том XXIV

МОСКВА — 2011

УДК [504.064.36:574].005 ББК 20.1.5

Редакционная коллегия: академик РАН, проф. Ю. А. Израэль (председатель); д. ф.-м. н., проф. С. М. Семенов (зам. председателя); д. б. н., проф. В. А. Абакумов; д. ф.-м. н., проф. Г. В. Груза; к. б. н. Г. Э. Инсаров; д. б. н. В. В. Ясюкевич (ответственный секретарь).

Адрес: Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б
Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН
Факс: (8-499) 160-08-31 Тел.: (8-499) 169-11-03

Все статьи данного издания рецензируются. Содержание и выводы статей не обязательно отражают точку зрения редколлегии и ФГБУ "ИГКЭ Росгидромета и РАН".

Представлены работы, посвященные мониторингу и оценке ответной реакции природных систем на антропогенные воздействия регионального, континентального и глобального масштабов, в том числе на загрязнение атмосферы и изменение климата. Рассматриваются результаты экспериментальных исследований, а также математические модели процессов.

Для климатологов, биологов и экологов широкого профиля.

Editorial Board: Member of the Russian Academy of Sciences, Prof. Yu. A. Izrael (Chairman); Prof. S. M. Semenov (Vice-Chairman); Prof. V. A. Abakumov; Prof. G. V. Gruza; Dr. G. E. Insarov; Dr. V. V. Yasyukevich (Executive Secretary).

Address: 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia
Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS

Fax: (7-499) 160-08-31 Phone: (7-499) 169-11-03

All papers published in this book are peer-reviewed. The content and conclusions of the papers not necessarily reflect the views of the Editorial Board or the Institite of Global Climate and Ecology.

The issues of monitoring and assessment of Earth's systems' response to anthropogenic impacts of regional, continental and global scale, in particular, to air pollution and climate change, are considered. The results of experimental studies as well as mathematical models of processes are presented.

The book is of interest for climatologists, biologists and environmentalists.

ISSN 978-5-904206-8-6

© ФГБУ "ИГКЭ Росгидромета и РАН", 2011

СОДЕРЖАНИЕ

Георгий Вадимович Груза (к 80-летию со дня рождения) 9

Ю. А. Израэль, А. Г. Рябошапко. Геоинженерия климата: возможности реализации 11

А. Г. Рябошапко. Зависимость времени жизни субмикронного аэрозоля в атмосфере от высоты его внесения 25

Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова. Вероятностная оценка наблюдаемых и ожидаемых изменений климата Российской Федерации: температура воздуха. 43

И. И. Мохов, Д. А. Смирнов, А. А. Карпенко. Связь изменений глобальной приповерхностной температуры с различными естественными и антропогенными факторами: оценки на основе данных наблюдений 71

О. А. Анисимов, Е. Л. Жильцова, В. А. Кокорев. Пространственные и временные закономерности изменения температуры воздуха на территории России в XX веке — начале XXI века 83

Г. Н. Панин, Т. Ю. Выручалкина, И. В. Соломонова. Вариации климата Северной Евразии в последней четверти XX века 99

Ю. П. Перевеленцев, К. М. Шанталинский. Мониторинг глобальных и региональных изменений климата в тропосфере и стратосфере Северного полушария 116

И. И. Борзенкова, Е. Л. Жильцова, В. А. Лобанов. Вариации климата внетропической зоны Северного полушария за последние 1000 лет: анализ данных и возможных причин. 131

О. В. Микушина. Оценка вклада циркуляционных факторов в изменчивость среднемесячной температуры на метеорологических станциях Российского Севера 153

Е. А. Черенкова, И. М. Школьник. Модельные оценки характеристик полярного фронта над Восточно-Европейской равниной в середине XXI века 169

Д. Б. Киктев. Об индексе экстремальности для задач долгосрочного прогноза погоды 179

А. В. Кислов, О. В. Барабанова. Изменчивость влажности почвы в разных климатических зонах по данным моделирования . . . 194

О. Н. Булыгина, В. Н. Разуваев, Н. Н. Коршунова. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966—2010 гг. 211

П. М. Лурье, В. Д. Панов. Современное состояние оледенения северного склона Большого Кавказа и его изменение к середине XXI столетия 228

С. А. Лавров, О. А. Анисимов. Моделирование гидротермического режима грунтов: описание физически полной динамической модели и сравнение данных расчетов и наблюдений 241

В. В. Мацковский, О. Н. Соломина. Климатический сигнал в ширине годичных колец хвойных деревьев на севере и в центре Европейской России 256

В. М. Катцов, В. П. Мелешко, Е. Д. Надежина, Т. В. Павлова, И. М. Школьник. Оценка климатических воздействий на природные системы России в середине XXI века 271

А. Н. Золотокрылин, А. Б. Михайлов, Т. Б. Титкова. Полярный фронт и контрастность степной растительности Европейской России 295

В. В. Оганесян. Климатические изменения периодов засух и избыточного увлажнения на территории России 307

А. В. Мещерская, Н. А. Сперанская, М. П. Голод. Учет эффекта урбанизации при оценке изменений температуры воздуха Северного полушария во второй половине XX века 317

В. В. Виноградова. Возможные изменения природных условий жизни населения на территории России в середине XXI века. 333

А. В. Пчелкин. Фоновый мониторинг с использованием лишайников в условиях пирогенного фактора на примере Норского заповедника 345

В. В. Ясюкевич, Е. А. Давидович, С. Н. Титкина, Е. Н. Попова, Н. В. Ясюкевич. Изменения климата во второй половине XX века — начале XXI века и связанные с ними изменения потенциального ареала колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) 354

В. В. Попова, А. Б. Шмакин, А. Ю. Михайлов. Региональная структура колебаний зимней температуры воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария во второй половине XX века — начале XXI века 371

С. Н. Титкина, Д. А. Гершинкова, С. М. Семенов. Климатические изменения увлажнения на территории России и соседних стран в конце XX века — начале XXI века. 393

В. В. Ясюкевич, Е. А. Давидович, Н. В. Ясюкевич. Об отдаленных последствиях блокирующего антициклона лета 2010 г. для шмелей Московского региона 401

CONTENTS

To the anniversary of Professor G. V. Gruza 9

Yu. A. Izrael and A. G. Ryaboshapko. Climate geongineering: The feasibility of implementation 11

A. G. Ryaboshapko. Dependence of the lifetime of a submicron aerosol in the atmosphere on the height of its injection 25

G. V. Gruza and E. Ya. Rankova. Probabilistic assessment of observed and expected climate changes over Russia: Surface air temperature 43

I. I. Mokhov, D. A. Smirnov, and A. A. Karpenko. Relationship of global surface air temperature changes with various natural and anthropogenic factors: Estimates based on observations 71

O. A. Anisimov, E. L. Zhiltsova, and V. A. Kokorev. Spatial and temporal patterns of air temperature changes in Russia in the 20th century and early 21st century 83

G. N. Panin, T. Yu. Vyruchalkina, and I. V. Solomonova. Variations of climate of Northern Eurasia in the last quarter of the 20th century 99

Yu. P. Perevedentsev and K. M. Shantalinsky. Monitoring of global and regional climate changes in the troposphere and stratosphere of the Northern Hemisphere 116

I. I. Borzenkova, E. L. Zhiltsova, and V. A. Lobanov. Climate variations in the extratropics of the Northern Hemisphere over the past 1000 years: Analysis of data and possible causes 131

O. V. Mikushina. Assessment of the contribution of circulation factors to the mean monthly temperature variability at the meteorological stations of the Russian North 153

E. A. Cherenkova and I. M. Shkolnik. Model estimates of polar front characteristics over the East European Plain by the mid-21st century 169

D. B. Kiktev. On extreme index for purposes of long-term weather forecasting 179

A. V. Kislov and O. V. Barabanova. Variability of soil moisture in various climatic zones: Analysis based on modeling data 194

O. N. Bulygina, V. N. Razuvaev, and N. N. Korshunova. Snow cover over the Russian territory and its spatial and temporal changes in 1966–2010 211

P. M. Lur'e and V. D. Panov. Present state of glaciation of the northern slope of the Greater Caucasus and its changes by the middle of the 21st century 228

S. A. Lavrov and O. A. Anisimov. Modeling of hydrothermal regime of soils: Description of dynamical model and comparison of calculation results with observations 241

V. V. Matskovsky and O. N. Solomina. Climatic signal in tree-ring width of conifers in the north and centre of European Russia 256

V. M. Kattsov, V. P. Meleshko, E. D. Nadyozhina, T. V. Pavlova, and I. M. Shkolnik. Assessment of climate impacts on natural systems in Russia in the middle of the 21st century 271

A. N. Zolotokrylin, A. B. Mikhailov, and T. B. Titkova. Polar front and steppe vegetation contrast in European Russia 295

V. V. Oganesyan. Climatic changes of the periods of droughts and excessive moistening in the territory of Russia. 307

A. V. Meshcherskaya, N. A. Speranskaya, and M. P. Golod. Taking into account the urbanization effect when assessing air temperature changes in the Northern Hemisphere in the second half of the 20th century . . . 317

V. V. Vinogradova. Possible changes in the natural conditions of human life in Russia in the middle of the 21st century 333

A. V. Pchelkin. Background monitoring with lichens under flammability risk conditions by the exemple of the Norsky reserve 345

V. V. Yasyukevich, E. A. Davidovich, S. N. Titkina, E. N. Popova, and N. V. Yasyukevich. Climate change in the second half of the 20th century and beginning of the 21st century and associated changes in the potential range of the colorado beetle (*Leptinotarsa decemlineata* Say) 354

V. V. Popova, A. B. Shmakin, and A. Yu. Mikhailov. Regional structure of winter land air temperature variations in the extratropics of the Northern Hemisphere in the second half of the 20th century and beginning of the 21st century 371

S. N. Titkina, D. A. Gershinkova, and S. M. Semenov. Climatic changes in moistening over the territory of Russia and neighboring countries at the end of the 20th century and beginning of the 21st century 394

V. V. Yasyukevich, E. A. Davidovich, and N. V. Yasyukevich. On the long-term consequences of 2010 summer blocking for the bumblebees of Moscow region 401



ГЕОРГИЙ ВАДИМОВИЧ ГРУЗА (К 80-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

19 августа 2011 г. исполнилось 80 лет выдающемуся российскому ученому, метеорологу и климатологу, основоположнику системы мониторинга климата в России и воспитателю многих поколений отечественных метеорологов, доктору физико-математических наук, профессору Георгию Вадимовичу Грузе.

Г. В. Груза родился в 1931 г. в Ташкенте (Узбекистан), в 1954 г. закончил физико-математический факультет Ташкентского государственного университета, а затем аспирантуру при этом факультете. Вся его жизнь посвящена науке — метеорологии, климатологии, физике атмосферы, развитию которой он преданно служит с 1957 г., работая в учреждениях Гидрометслужбы. Уже 20 лет Георгий Вадимович возглавляет отдел мониторинга и вероятностного прогноза климата Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН.

Наиболее известные работы Г. В. Грузы относятся к физике атмосферы и климатологии. Его научные труды посвящены исследованиям общей циркуляции атмосферы, развитию и практическому воплощению теории вероятностного гидрометеороло-

гического прогноза, статистическому анализу метеорологических процессов и полей, методам обнаружения изменений климата и выявления их причин, созданию баз гидрометеорологических данных и методов анализа и обобщения этой информации в научных и практических целях. Их неизменно отличают исключительная актуальность и органичное совмещение глубины фундаментальных подходов и эффективности прикладных решений.

Георгий Вадимович Груза неоднократно отмечен наградами за свою научную работу и служебную деятельность. Среди них — диплом главного исследователя-геофизика (1966 г.), премия им. Б. П. Мультановского за исследования в области гидрометеорологических прогнозов (1976 г.), звание "Почетный работник Гидрометеослужбы России" (1995 г.), почетное звание "Заслуженный метеоролог Российской Федерации" (1999 г.), орден Дружбы (2006 г.). Он внес существенный вклад в работу Межправительственной группы экспертов по изменению климата, которая в 2007 г. была удостоена Нобелевской премии мира.

Георгий Вадимович Груза весьма уважаем в научных кругах Росгидромета, Российской академии наук, университетов страны за исследовательский талант, широкую эрудицию, принципиальность в науке и исключительную порядочность. Он отзывчив и всегда щедро делится с младшими коллегами опытом и знаниями. Георгий Вадимович очень популярен среди коллег как человек мудрый, доброжелательный, обладающий блестящим чувством юмора.

Коллеги по Институту глобального климата и экологии Росгидромета и РАН и Редколлегия "Проблем экологического мониторинга и моделирования экосистем" поздравляют Георгия Вадимовича с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, дальнейших научных достижений и плодотворной работы на благо нашей науки.

ГЕОИНЖЕНЕРИЯ КЛИМАТА: ВОЗМОЖНОСТИ РЕАЛИЗАЦИИ

Ю. А. Израэль[1)], *А. Г. Рябошапко*

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. [1)]Yu.Izrael@23.relcom.ru

Реферат. Деятельность человека заметно изменила состав атмосферы, что не могло не сказаться на параметрах климатической системы Земли. В настоящее время основной целью решения климатической проблемы является стабилизация климата на уровне, который мы называем современным. Меры Киотского протокола по стабилизации концентрации парниковых газов продемонстрировали свою несостоятельность. Средняя глобальная температура может превысить допустимый порог к середине XXI века. Технологии целенаправленного изменения параметров климатической системы, объединенные термином "геоинженерия климата", дают возможность предотвратить потенциальные катастрофические последствия глобального потепления и позволить человечеству адаптировать мировую экономику к новым вызовам. Наиболее перспективным методом геоинженерии климата является метод стратосферных сульфатных аэрозолей. Для увеличения оптической толщины стратосферного аэрозольного слоя наиболее эффективно введение в стратосферу сероводорода, который окисляется с образованием сульфатных частиц. Важно, чтобы научная разработка приемлемых технологий геоинженерии климата активно развивалась уже в настоящее время. Полномасштабное опробование технологий геоинженерии климата (сначала без достижения ощутимого климатического эффекта) целесообразно начать уже в текущем десятилетии. Полномасштабному применению геоинженерии климата должны предшествовать детальные исследования экологических последствий и глубокий анализ выгод и потерь в масштабах мировой экономики.

Ключевые слова. Потепление климата, допустимое потепление, Киотский протокол, геоинженерия климата, стратосфера, аэрозоль, негативные эффекты.

CLIMATE GEOENGINEERING: THE FEASIBILITY OF IMPLEMENTATION

Yu. A. Izrael[1)] *and A. G. Ryaboshapko*

Institute of Global Climate and Ecology, Roshydromet and RAS, 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia. [1)]Yu.Izrael@23.relcom.ru

Abstract. Human activity has noticeably changed composition of the atmosphere that affected the parameters of the Earth's climate system. Nowadays the main goal of resolving the climate problem is stabilization of climate at a level which is labeled as the "present-day climate." Kyoto Protocol measures to stabilize the concentration of greenhouse gases have demonstrated inefficiency. Mean global temperature may exceed the acceptable warming threshold by the middle of the 21st century. Technologies aiming at modification of the climate system parameters, which are termed as "climate geoengineering," give opportunities that may help prevent potential catastrophic consequences of the global warming and allow mankind to adapt the world economy to new challenges. It appears that the most promising method for climate geoengineering is the method of stratospheric sulfate aerosols. Injection of hydrogen sulfide into the stratosphere is the most efficient way of increasing the optical thickness of the stratospheric aerosol layer. Hydrogen sulfide is oxidized generating sulfate particles. It is important to start the active development of acceptable climate geoengineering technologies right at present. The full-scale testing of such technologies of climate geoengineering (first without achievement of any noticeable climatic effect) should be started in the current decade. Detailed investigation of ecological consequences and in-depth analysis of benefits and costs on the scale of the world economy should precede the full-scale application of climate geoengineering.

Key words. Climate warming, acceptable warming, Kyoto Protocol, climate geoengineering, stratosphere, aerosol, negative effects.

Введение

На протяжении последних двух столетий деятельность человека привела к заметному изменению состава атмосферы Земли. В первую очередь это связано с использованием огромного количества ископаемого топлива. За считанные десятилетия человечество сожгло такое количество каменного угля, на накопление которого природа потратила миллионы лет в каменноугольном периоде. Кроме того, на огромных территориях леса были заменены пашнями и пастбищами. Промышленность выбрасывала и выбрасывает в окружающую среду миллионы тонн веществ, многие из которых не свойственны живой природе.

Неконтролируемое антропогенное воздействие привело не только к загрязнению атмосферы, но и к изменению ее оптических характеристик. В результате антропогенная деятельность по своим последствиям встала в один ряд с естественными астрономическими, геофизическими и биологическими факторами, определяющими изменчивость глобального климата. Принципиальная возмож-

ность человечества влиять на климат Земли была впервые рассмотрена и научно обоснована в классических работах Дж. Тиндалла (Tyndall, 1865), С. Аррениуса (Arrhenius, 1896), Т. Чамберлина (Chamberlin, 1899), Г. Коллендара (Callendar, 1938) и М. И. Будыко (1974а). Основной целью решения климатической проблемы можно считать стабилизацию климата Земли в состоянии, которое мы называем современным. Под этим термином, по-видимому, следует понимать климат до начала его антропогенного изменения в последние десятилетия (Израэль, 2005, 2006б).

Чаще всего климатические изменения антропогенного характера связывают с увеличением в атмосфере концентраций так называемых парниковых газов (в первую очередь, диоксида углерода, закиси азота, метана, фреонов). Однако существует и много других геосферных характеристик, изменение которых под влиянием деятельности человека способно повлиять на глобальный климат как в сторону потепления, так и в сторону похолодания.

По данным глобальной сети метеорологических станций, температура приземного воздуха за XX в. повысилась примерно на 0,74°С (IPCC, 2007). Сама по себе эта величина не должна вызывать каких-либо опасений. В геологическом прошлом Земли были периоды с температурой, превышающей современную на десять градусов и более (Будыко и др., 1985), и жизнь на Земле при этом процветала. Следует подчеркнуть, что большинство экспертов Межправительственной группы по изменению климата (МГЭИК) не утверждает с абсолютной уверенностью об исключительно антропогенной причине современного повышения глобальной температуры. За период инструментальных наблюдений за температурой и ранее отмечались довольно резкие изменения ее средних глобальных значений. Так, повышение температуры наблюдалось в 1920—1930-х годах, когда за два десятилетия температура увеличилась примерно на 0,4°С. Такое изменение вряд ли можно объяснить антропогенными выбросами, поскольку их интенсивность была в тот период в несколько раз меньше современных.

Если рассмотреть темпы повышения глобальной температуры за два 20-летних периода: с 1921 по 1940 г. и с 1987 по 2006 г., то окажется, что в первом периоде ежегодное приращение температуры было даже несколько больше (0,0208°С/год), чем во втором (0,0195°С/год). Несмотря на определенные сомнения относительно природы климатических изменений, сам факт интенсивного повышения температуры вызывает тревогу научного сообщества и мировой общественности.

Роль Киотского протокола в стабилизации климата

С принятием Конвенции ООН об изменении климата проблема переросла чисто научные рамки и приобрела социальный, экономический и политический характер. Принятый в рамках Конвенции Киотский протокол предусматривал добровольное уменьшение выбросов парниковых газов развитыми странами, по меньшей мере на 5% за период 2008—2012 гг. по сравнению с выбросами 1990 г. (Kyoto Protocol, 1998). Изначально Киотский протокол являлся документом политическим — основная тяжесть по уменьшению выбросов парниковых газов возлагалась лишь на развитые страны и страны с переходной экономикой.

Довольно быстро стало очевидным, что стабилизация климата путем снижения антропогенной нагрузки в результате уменьшения выбросов CO_2 и других парниковых газов произойдет очень нескоро, по крайней мере, не в XXI веке (IPCC, 2007). Здесь важно также отметить, что предусмотренные Протоколом конкретные цифры снижения выбросов парниковых газов в период 2008—2012 гг. не имеют под собой четкого научного обоснования безопасного уровня потепления (Яншин и др., 2001; Израэль, 2006а). Прогнозы темпов роста экономик развивающихся стран являются весьма неопределенными. Даже при самых благоприятных условиях можно добиться стабилизации концентраций парниковых газов на безопасном уровне при "киотском подходе" лишь спустя многие столетия, но при этом развитые страны должны снизить эмиссию до нуля, что совершенно нереально.

Это опасение подтвердил фактический провал климатической конференции в 2009 г. в Копенгагене, где не удалось согласовать необходимые уровни снижения выбросов парниковых газов. Не продемонстрировала какого-либо прогресса и следующая конференция в Канкуне в 2010 г.

Реально имеющий место факт повышения глобальной температуры, с одной стороны, и неэффективность "киотского подхода", с другой стороны, породили множество предположений о наступлении эпохи необратимых катастрофических последствий изменения климата. Это заставляет исследовать возможности использования новых более эффективных, оперативных и дешевых мер стабилизации климата, чем меры Киотского протокола. Эти меры должны, по меньшей мере, отстрочить или вовсе исключить наступление катастрофических последствий изменения климата и дать возможность человечеству перестроить мировую экономику с целью сохранения климата на современном уровне.

Возможности геоинженерной стабилизации климата

Указывая на то, что сжигание огромного количества ископаемого топлива в течение XX века само по себе представляет глобальный геоинженерный эксперимент, известный американский геофизик М. С. МакКракен (см. (Morton, 2007)) задает вопрос: “ Если мы смогли сделать что-то неумышленно, можем ли мы сделать что-либо тщательно продуманное для противодействия уже сделанному?”.

Еще до принятия Киотского протокола ученые предлагали геоинженерные решения для противодействия изменениям климата Земли. Первым, кто теоретически обосновал возможность борьбы с потеплением климата, был советский академик М. И. Будыко (1974б). На эту мысль его навело заметное понижение температуры после мощных вулканических извержений. Причиной этого явления было образование в стратосфере долгоживущего слоя сульфатных аэрозолей, отражающего часть приходящей солнечной радиации. М. И. Будыко предложил искусственно воспроизводить это природное явление путем сжигания в стратосфере необходимого количества серы.

В 1977 г. итальянский геофизик С. Марчетти (Marchetti, 1977) ввел термин “geoengineering”, обозначающий действия по модификации глобального климата. К концу 1990-х годов этот термин начал означать новое научное направление, в последнее время чаще определяемое термином “climate geoengineering” (геоинженерия климата).

К настоящему времени сложилось два основных направления геоинженерии климата. Первое предполагает изменение потока приходящей солнечной энергии (главным образом в видимом диапазоне спектра). Если речь идет о предотвращении потепления климата, то поток должен быть уменьшен с помощью отражения в космос части радиации. Для борьбы с похолоданием возможно размещение вне Земли зеркал, направляющих дополнительную энергию на Землю. Второе направление включает в себя методы улавливания атмосферных парниковых газов (в основном CO_2) с последующей их консервацией. Естественно, оба направления (а также и любые киотские меры) могут реализовываться одновременно.

Реакция научного сообщества на идею управления глобальными климатическими процессами неоднозначна. В первую очередь, негативное восприятие геоинженерии климата было связано с опасением, что в случае использования геоинженерных подходов человечество прекратит борьбу с выбросами парниковых газов. Лишь в последнее время сложилось представление о геоинженерии

климата как о средстве предотвращения катастрофического потепления, которое может при необходимости быть применено в дополнение к традиционным методам сокращения выбросов парниковых газов.

Важным обстоятельством, определяющим неприятие идеи геоинженерии климата, является отсутствие общепринятого определения этого понятия. Здесь мы определяем это понятие следующим образом. Геоинженерией климата является любое преднамеренное действие, направленное на изменение потока поступающей на поверхность земли солнечной энергии или на изъятие из атмосферы парниковых газов с целью увеличения потока уходящей от Земли длинноволновой радиации.

Значительный теоретический вклад в геоинженерию климата внес великий американский физик Э. Теллер (Teller et al., 1997, 2002, 2004). Толчок к переходу от теоретических рассуждений к осмыслению практических возможностей применения геоинженерии климата дали статьи Ю. А. Израэля (Израэль, 2005) и П. Крутцена (Crutzen, 2006). Нобелевский лауреат П. Крутцен недвусмысленно заявил, что "геоинженерия климата является единственным доступным путем быстрого понижения температуры, если провалятся международные усилия обуздать эмиссию парниковых газов".

В дальнейшем идеи М. И. Будыко использовать стратосферный аэрозоль для отражения части солнечного излучения были развиты и детализированы Ю. А. Израэлем (Израэль, 2005, 2006б; Израэль и др., 2007). В этих работах акцент делался на перспективность разработки метода целенаправленного увеличения оптической толщи стратосферного аэрозоля в достаточно сжатые сроки, пока глобальное потепление климата не достигло нежелательного уровня. В этом случае вопрос о сохранении концентрации парниковых газов на некотором предельном уровне является одним из возможных важнейших путей решения проблемы, но не единственным. Если будет найдено иное средство против потепления климата, повышенная концентрация парниковых газов (в первую очередь, диоксида углерода) не представит большой опасности (Израэль, 2005). Более того, повышенная концентрация диоксида углерода ускоряет фотосинтез растений и способствует повышению урожайности сельскохозяйственных культур (Будыко и др., 1992).

Важной вехой в развитии идей геоинженерии климата явился форум президентов (или их представителей) академий наук 15 ведущих стран мира в Токио в июле 2008 г. в преддверии саммита "G8+5". Форум принял положение, открывающее широкие пути

развития идей геоинженерии климата: “Существуют также благоприятные возможности способствовать исследованиям новых подходов, которые могут дать свой вклад в сохранение стабильного климата, включая так называемые технологии геоинженеринга. Академии G8+5 намериваются организовать конференцию для обсуждения таких технологий”. По инициативе Российской Федерации такая конференция была успешно проведена в Москве с 7 по 9 ноября 2011 г.

Метод стратосферных аэрозолей

В работах (Израэль и др., 2009; Lenton and Vaughan, 2009; The Royal Society, 2009) было выполнено сравнение разных методов и технологических схем реализации геоинженерного воздействия на климатическую систему для предотвращения недопустимого повышения глобальной температуры. Сравнение показало, что с точки зрения эффективности, реализуемости в ближайшие десятилетия и минимизации затрат наиболее перспективным методом является создание в стратосфере отражающего аэрозольного слоя. По сути, речь идет о создании небольшого *виртуального*, непрерывно извергающегося вулкана, действие которого должно быть направлено исключительно на нижнюю стратосферу.

Для создания глобального климатического эффекта желательно создание дополнительного слоя над всем земным шаром, но возможно ограничиться лишь Северным полушарием или даже только арктической зоной (Lane et al., 2007). Ограничение применения метода лишь высокими широтами имеет то преимущество, что высота тропопаузы здесь существенно ниже, чем в тропической зоне. Это позволит вводить необходимое вещество на высоте 12—14 км с использованием современных авиационных средств.

Реализация схемы должна включать в себя создание дополнительного к природному сульфатному стратосферному слою искусственного аэрозольного слоя массой порядка мегатонны. Поскольку аэрозольные частицы постепенно выводятся из стратосферы вследствие естественных процессов, потребуется непрерывная подпитка этого слоя с интенсивностью порядка 0,5 Мт/год (это ориентировочная оценка).

Предполагается, что изменение потока приходящей к земной поверхности солнечной радиации на 1% изменяет среднюю глобальную температуру приблизительно на 1,5°С (Будыко, 1974б; Teller et al., 2004). При долговременном воздействии, приводящем к увеличению площади оледенения полярных зон и увеличению альбедо Земли, температурный эффект может быть еще выше (Gribbin, 1977). Уточненные расчеты показали, что для предот-

вращения возможного катастрофического потепления климата следует уменьшить радиационный поток на величину 7,5—8 Вт/м^2 (Израэль и др., 2007). Это составит около 2% потока солнечного излучения, падающего на Землю в настоящее время.

Наиболее реально создание дополнительного аэрозольного слоя путем доставки в нижнюю стратосферу серосодержащих газов с помощью самолетов. В качестве предшественников стратосферного аэрозоля возможно использование любого серосодержащего газа, но наиболее перспективным представляется применение сероводорода. В стратосфере сера из восстановленного состояния окисляется до VI-валентного состояния с образованием субмикронных сульфатных частиц. Важно отметить, что на одну тонну вводимого газа-предшественника в стратосфере может образоваться до 4 т аэрозольного вещества. Время жизни таких частиц в нижней стратосфере достаточно велико (1—2 года) для создания долговременного эффекта отражения части солнечного излучения.

Доставка в стратосферу порядка мегатонны вещества является на современном уровне развития авиации вполне разрешимой задачей. Затраты на ежегодную доставку в стратосферу порядка 1 Мт необходимого газа с учетом стоимости авиационных работ и стоимости самих газов-предшественников не превысят нескольких миллиардов долларов США в год. Это весьма малая величина в сравнении со стоимостью мер сокращения выбросов парниковых газов, предусмотренных Киотским протоколом (IPCC, 2001).

По мнению Ю. А. Израэля (2005), предложенный способ может быть реализован в течение 3—4 лет. Важным обстоятельством является то, что метод может быть разработан и испытан в полном масштабе до наступления критической ситуации, вызванной потеплением климата. Его применение может идти параллельно с использованием других методов, о которых речь пойдет ниже. При прекращении воздействия климатическая система Земли вернется к исходному состоянию за 2—3 года.

Для отработки методологии создания аэрозольного слоя, для исследования ослабления солнечного излучения аэрозолем и оценки функциональной зависимости температурного эффекта от его оптических характеристик в России были организованы и проведены ограниченные натурные эксперименты с применением наземных и авиационных средств (Израэль и др., 2009а, 2009б, 2011). В частности, было показано, что современными инструментальными средствами возможно детектирование аэрозольного поглощения солнечной радиации на уровне 1%. Найдена зависимость температуры приземного слоя воздуха от оптической толщины аэрозольного слоя.

Предложение об использовании сульфатных аэрозолей вызывает у ряда экспертов опасения относительно возможности возникновения побочных негативных эффектов. Это исключительно важный вопрос, поскольку воздействие на климатическую систему носит глобальный характер, то и негативные эффекты могут быть глобальными. А. Робок (Robock, 2008) обобщил информацию о возможных негативных эффектах в своей статье "20 причин, по которым геоинженеринг может быть плохой идеей". В этой же статье он дает анализ каждой из причин, показывая степень опасности того или иного негативного эффекта.

Наиболее часто в литературе упоминается возможность дополнительного закисления осадков. В работах Ю. А. Израэля (Израэль, 2005) и Б. Кравитца и др. (Kravitz et al., 2009) было показано, что дополнительное количество выпадающей серы на земную поверхность в предельном случае может составлять малые доли процента от существующих уровней выпадений от антропогенных источников. Даже в том случае, если дополнительная масса аэрозолей будет составлять 5 Мт в виде чистой серной кислоты, значение pH осадков снизится не более чем на 0,001, что в принципе не может сказаться на закислении окружающей среды.

Можно предположить, что введение в стратосферу дополнительного количества аэрозольного вещества может повлиять на озоносферу Земли и вызвать определенное негативное влияние на биосферу в результате увеличения на первые проценты интенсивности ультрафиолетового излучения, достигающего поверхности планеты. Даже если это и так, величина такого уменьшения не может быть сколько-нибудь опасной, поскольку естественные вариации ОСО существенно больше (Александров и др., 1992), и все элементы биосферы адаптировались к вариациям потока ультрафиолетового излучения в процессе эволюции.

Важную информацию дают наблюдения за изменением содержания озона после мощных вулканических извержений. Эффект извержения вулкана Пинатубо (1991 г.), выбросившего около 30 Мт аэрозоля, на толщину озонового слоя оценивается диапазоном 2—4% на глобальном уровне и до 8% в Арктике. Минимум ОСО был достигнут в 1994 гг. (а не в 1992—1993 гг.), т. е. через 3 года после извержения вулкана Пинатубо, когда в стратосфере уже практически не осталось вулканических продуктов. Мощное извержение вулкана Эль-Чичон в 1982 г. никак не отразилось на долговременном нисходящем тренде ОСО. Эксперты ВМО по озону (WMO, 2007) вообще воздержались от утверждения о наличии связи между средним ОСО и вулканическими выбросами в стратосферу. Такого же мнения придерживались К. Я. Кондратьев и др. (1974),

заключившие, “что не обнаруживается определенной связи уменьшения концентрации озона с увеличением концентрации аэрозоля, т. е. озоноразрушающее действие аэрозольных частиц не является, вероятно, определяющим фактором содержания озона в стратосфере”.

Возможно влияние стратосферного аэрозольного вещества на содержание озона в результате нагрева стратосферы, вызванного частичным поглощением солнечного излучения. Изменение температуры в свою очередь ведет к смещению динамического равновесия между процессами генерации и разрушения озона (Pueschel, 1996; Stenchikov et al., 2002). Эксперты ВМО (WMO, 2007) указывают, что после мощных извержений вулканов температура стратосферы на высоте изобарической поверхности 50 гПа могла повыситься на 1 K, что вызвало уменьшение глобального содержания озона примерно на 2%.

Следует иметь в виду, что ОСО в последние годы постоянно увеличивается, скорее всего, в результате уменьшения содержания в стратосфере антропогенного хлора. Расчеты с использованием климатической модели Института вычислительной математики РАН показали, что ОСО в конце XXI в. станет примерно на 10 е. Д. больше, чем в середине XX в. Геоинженерное воздействие с применением 10 Мт стратосферного аэрозоля приведет к уменьшению ОСО на 5 е. Д., т. е. в любом случае ОСО будет больше современного уровня (Израэль и др., 2011).

Парниковый эффект и воздействие стратосферного аэрозоля имеют разную физическую основу. Это ведет к невозможности идеальной компенсации парникового эффекта с сохранением всех региональных климатических характеристик (Robock et al., 2008; Володин и др., 2011). Следует, однако, сравнить отклонения в полях осадков, например, при применении сульфатных аэрозолей с прогнозируемыми последствиями глобального потепления. Вызванные геоинженерным воздействием аномалии представляются совершенно ничтожными в сравнении с эффектами потепления.

Международные аспекты использования геоинженерии

Следует отметить, что интерес к геоинженерии климата стремительно растет как со стороны отдельных ученых, так и правительственных и неправительственных организаций. Геоинженерия занимает серьезное место в планах Академии наук США. Метеорологическое общество США в июне 2009 г. сформулировало рекомендации по изучению геоинженерных подходов. В 2008 г. Королевское общество Великобритании организовало рабочую группу по развитию исследований геоинженерных методов. Нако-

нец, Европейский союз в ноябре 2009 г. провел Стратегический семинар по изучению геоинженерии климата. К проблеме геоинженерии климата обратилась такая организация, как ЮНЕСКО, проведшая соответствующие слушания в 2010 г.

Естественно, что любое вмешательство человека в природные процессы меняет параметры окружающей среды. Отсюда следует, что если решение о применении метода сульфатных аэрозолей мировым сообществом будет в будущем принято, этому будет предшествовать детальное исследование не только изменений геофизических параметров, но и глубокий экономический анализ выгод и потерь в масштабах мировой экономики. Кроме того, должно приниматься во внимание то обстоятельство, что вопросы о применении средств геоинженерии климата должны решаться на основе международных договоров с учетом того, что разные страны могут быть заинтересованы в разных сценариях изменения климата. Проблемы, связанные с теоретическими исследованиями геоинженерии климата и с организацией натурных экспериментов международного уровня, было бы уместно решать в рамках специального геоинженерного протокола к Рамочной конвенции ООН об изменении климата (Израэль и др., 2007).

Заключение

Повышение глобальной температуры за последние десятилетия является надежно установленным фактом вне зависимости от порождающих его причин. В соответствии с наиболее пессимистическими прогнозами МГЭИК критический температурный порог (2°С) может быть превышен к середине XXI в. Принимаемые в рамках Киотского протокола меры по стабилизации содержания в атмосфере парниковых газов не могут предотвратить превышение температурного порога и обеспечить стабилизацию климата в приемлемом состоянии. В последние годы разработаны методы целенаправленного изменения потоков солнечного излучения (методы геоинженерии климата), способные в сжатые сроки понизить глобальную температуру и предотвратить наступление климатического кризиса. В этом отношении наиболее перспективен метод стратосферных сульфатных аэрозолей, который может быть реализован в течение 3—4 лет. Впервые в мировой практике с 2008 г. в России проводятся натурные эксперименты в этом направлении. Метод может быть разработан и испытан в полном масштабе до наступления критической ситуации, вызванной потеплением климата. Решению о реальном применении метода сульфатных аэрозолей должен предшествовать глубокий экономический анализ выгод и потерь в масштабах мировой экономики. Его применение

может идти параллельно с другими методами, включая методы Киотского протокола. Вопросы о применения средств геоинженерии климата должны решаться на основе международных договоров с учетом того, что разные страны могут быть заинтересованы в разных сценариях изменения климата. Целесообразно было бы принятие международного протокола по новым технологиям стабилизации климата к Рамочной конвенции ООН об изменении климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров Э. Л., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Хргиан А. Х. 1992. Озонный щит Земли и его изменения. СПб: Гидрометеоиздат. 288 С.

Будыко М. И. 1974а. Изменение климата. Л.: Гидрометеоиздат. 280 С.

Будыко М. И. 1974б. Метод воздействия на климат. Метеорология и гидрология. № 2. С. 91—97.

Будыко М. И., Израэль Ю. А., Яншин А. Л. 1992. Глобальное потепление и его последствия. Метеорология и гидрология. № 5. С. 1—13.

Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. 1985. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 208 С.

Володин Е. М., Кострыкин С. В., Рябошапко А. Г. 2011. Изменение климата вследствие введения серосодержащих веществ в стратосферу в модели земной системы. Известия РАН. Физика атмосферы и океана (в печати).

Израэль Ю. А. 2005. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне — основная цель решения климатической проблемы. Метеорология и гидрология. № 10. С. 5—9.

Израэль Ю. А. 2006а. Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. В кн.: Проблема Киотского протокола. Под ред. Ю. А. Израэля. М.: Наука. 408 С.

Израэль Ю. А. 2006б. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности. Москва. Россия. 2006.

Израэль Ю. А., Борзенкова И. И., Северов Д. А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. Метеорология и гидрология. № 1. С. 5—14.

Израэль Ю. А., Захаров В. М., Петров Н. Н., Рябошапко А. Г., Иванов В. Н., Савченко А. В., Андреев Ю. В., Пузов Ю. А., Данелян Б. Г., Куляпин В. П. 2009а. Натурный эксперимент по исследованию прохождения солнечного излучения через аэрозольные слои. Метеорология и гидрология. № 5. С. 5—15.

Израэль Ю. А., Захаров В. М., Петров Н. Н., Рябошапко А. Г., Иванов В. Н., Савченко А. В., Андреев Ю. В., Ераньков В. Г., Пузов Ю. А., Данелян Б. Г., Куляпин В. П., Гулевский В. А. 2009б. Натурные исследования геоинженерного метода сохранения современного климата с использованием аэрозольных частиц. Метеорология гидрология. № 10. С. 5—10.

Израэль Ю. А., Захаров В. М., Петров Н. Н., Иванов В. Н., Андреев Ю. В., Гулевский В. А., Данилян Б. Г., Ераньков В. Г., Русаков Ю. С., Савченко А. В., Свиркунов П. Н., Северов Д. А., Куляпин В. П., Кадыгров Е. Н. 2011. Натурный эксперимент по моделированию влияния аэрозольных слоев на изменчивость солнечной инсоляции и метеорологических характеристик приземного слоя. Метеорология и гидрология. № 11. С. 5—14.

Израэль Ю. А., Рябошапко А. Г., Володин Е. М., Мохов И. И., Гервальд А. Ю. 2011. Исследование эффективности и разработка технологии стабилизации климата Земли с использованием стратосферных аэрозолей. Проект РФФИ 09-0513538 офи_ц.

Израэль Ю. А., Рябошапко А. Г., Петров Н. Н. 2009. Сравнительный анализ геоинженерных способов стабилизации климата. Метеорология и гидрология. № 6. С. 5—24.

Кондратьев К. Я., Ивлев Л. С., Никольский Г. А. 1974. Комплексные исследования стратосферного аэрозоля. Метеорология и гидрология. № 9. С. 16—26.

Яншин А. Л., Будыко М. И., Израэль Ю. А. 2001. Глобальное потепление и его последствия: Стратегия принимаемых мер. В сб.: Глобальные проблемы биосферы. Чтения памяти академика А. Л. Яншина. Вып. 1. М.: Наука. С. 10—24.

Arrhenius S. 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. Philosophical Magazine and Journal of Science. Fifth Series. London, Edinburgh and Dublin. PP. 237—276.

Callendar G. S. 1938. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. PP. 223—240.

Chamberlin T. 1899. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. J. Geol. No. 7. PP. 545—584.

Crutzen P. J. 2006. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: A contribution to resolve a policy dilemma? Climatic Change. Vol. 77. PP. 211—219.

Gribbin J. (ed.) 1977. Climatic Change. Part 2. Thermal Balance of the Earth. Cambridge: Cambridge University Press. 1977.

IPCC 2001. Climate Change 2001. IPCC Third Assessment Report. Working Group III: Mitigation. Geneva: WMO.

IPCC 2007. Climate Change 2007. IPCC Fourth Assessment Report. Working Group I: The Physical Science Basis. Geneva: WMO.

Kravitz B., Robock A., Oman L., Stenchikov G., and Marquardt A. B. 2009. Sulfuric acid deposition from stratospheric geoengineering with sulfate aerosols. J. Geophys. Res. Vol. 114. D14109. doi: 10.1029/2009JD011918.

Kyoto Protocol 1998. The Kyoto Protocol to the UN Framework Convention on Climate Change. http://unfccc.int/2860.php.

Lane L., Caldeira K., Chatfield R., and Longhoff S. 2007. Workshop Report on Managing Solar Radiation. L. Lane, K. Caldeira, R. Chatfield, and S. Longhoff (eds.). Report NASA/CP-2007-214558, November 18—19, 2006. 40 P. http://event.arc.nasa.gov/main/home/reports/SolarRadiationCP.pdf.

Lenton T. M. and Vaughan N. E. 2009. The radiative forcing potential of different climate geoengineering options. Atmos. Chem. Phys. Discuss. Vol. 9. PP. 2559−2608.

Marchetti C. 1977. On geoengineering and the CO_2 problem. Climatic Change. Vol. 1, No. 1. PP. 59—68.

Morton O. 2007. Climate change: Is it what it takes to save the world? Nature. Vol. 447. PP. 132—136.

Pueschel R. F. 1996. Stratospheric aerosols: Formation, properties, effects. J. Aerosol Sci. V. 27, No. 3. PP. 383—402.

Robock A. 2008. 20 reasons why geoengineering may be a bad idea. Bull. Atom. Sci. Vol. 64, No. 2. PP. 14—18.

Robock A., Oman L., and Stenchikov G. L. 2008. Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO_2 injections. J. Geophys. Res. Vol. 113, No. 16. P. 16101. D16101, doi: 10.1029/2008JD010050.

Stenchikov G., Robock A., Ramaswamy V., Schwarzkopf M., Hamilton K., and Ramachandran V. 2002. Arctic Oscillation response to the 1991 Mt. Pinatubo eruption: Effect of volcanic aerosols and ozone depletion. J. Geophys. Res. Vol. 107. PP. 4803.

Teller E., Hyde R., Ishikawa M., Nuckolls J., and Wood L. 2004. Active climate stabilization: Presently-feasible albedo-control approaches to prevention of both types of climate change. In: Symposium on Macro-Engineering Options for Climate Change Management and Mitigation, Isaac Newton Institute, Cambridge, England, 7—9 January 2004.

Teller E., Hyde R., and Wood L. 2002. Active Climate Stabilization: Practical Physics-Based Approaches to Prevention of Climate Change. Preprint UCRL-JC-148012, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA. www.llnl.gov/global-warm/148012.pdf.

Teller E., Wood L., and Hyde R. 1997. Global Warming and Ice Ages: Prospects for Physics-Based Modification of Global Change. UCRL-JC-128715, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California, USA, 20 P.

The Royal Society 2009. Geoengineering the Climate: Science, Governance and Uncertainty. ISBN: 978-0-85403-773-5. 83 P.

Tyndall J. 1865. Heat Considered as a Mode of Motion. 2nd ed. L.: Longmans, Green and Co.

WMO 2007. WMO (World Meteorological Organization), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, Geneva, Switzerland. Global Ozone Research and Monitoring Project. Report No. 5. 572 P.

ЗАВИСИМОСТЬ ВРЕМЕНИ ЖИЗНИ СУБМИКРОННОГО АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ ОТ ВЫСОТЫ ЕГО ВНЕСЕНИЯ

А. Г. Рябошапко

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. agryaboshapko@mail.ru

Реферат. Предотвращение чрезмерного потепления климата возможно путем увеличения содержания в стратосфере аэрозоля, отражающего часть солнечного излучения. Эффективность аэрозольного воздействия на радиационный баланс Земли определяется в том числе временем жизни аэрозоля в стратосфере. В свою очередь время жизни зависит от высоты внесения аэрозольных частиц в атмосферу. На основании модельных расчетов делается оценка зависимости времени жизни аэрозольного вещества от высоты слоя внесения. Принимается, что размер аэрозольных частиц находится в субмикронной области. Модель является одномерной и динамически равновесной. Она оперирует только вертикальным перемещением аэрозоля в столбе атмосферы. Столб атмосферы разбит на 50 горизонтальных слоев равной массы воздуха. Модель рассматривает четыре процесса, определяющих вертикальное перемещение аэрозольных частиц и их выведение на подстилающую поверхность: 1) вертикальная турбулентная диффузия; 2) вымывание атмосферными осадками; 3) захват частиц подстилающей земной поверхностью; 4) гравитационное оседание частиц. Расчеты показывают, что при внесении аэрозоля в тропосферу лишь малая доля массы проникает в стратосферу. Время жизни аэрозоля в атмосфере в этом случае не превышает двух месяцев. При систематическом постоянном внесении аэрозольного вещества в стратосферу равновесное содержание его в тропосфере остается практически независимым от высоты внесения. Содержание его в стратосфере с высотой внесения быстро увеличивается. При высоте внесения 25 км (15 км над нижней границей тропопаузы) время жизни аэрозоля достигает 6 лет, а максимум концентрации лежит на высоте около 18 км. Имеется высотный оптимум внесения в координатах затраты на доставку аэрозоля — климатический эффект, лежащий на уровне около 20 км.

Ключевые слова. Геоинженерия климата, аэрозоль, стратосфера, время жизни, одномерная модель, вертикальная диффузия, гравитационное оседание, вымывание осадками, поглощение поверхностью.

DEPENDENCE OF THE LIFETIME OF A SUBMICRON AEROSOL IN THE ATMOSPHERE ON THE HEIGHT OF ITS INJECTION

A. G. Ryaboshapko

Institute of Global Climate and Ecology, Roshydromet and RAS, 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia. agryaboshapko@mail.ru

Abstract. Prevention of excessive climate warming is possible by means of enhancement of aerosol content in the stratosphere, which partly reflects solar radiation. Effectiveness of aerosol influence on the Earth radiation balance is determined in particular by the lifetime of an aerosol in the stratosphere. In turn, the lifetime depends on the height of injection of aerosol particles into the atmosphere. Estimation of dependence of aerosol lifetime on aerosol injection height is made on the basis of model calculations. It is assumed that the size of aerosol particles is within the submicron range. One-dimensional dynamically equilibrium model is used for calculations. It operates with vertical movement of aerosol within an atmospheric column only. The atmospheric column is subdivided into 50 horizontal layers of equal air mass. The model describes four processes which determine vertical movements of aerosol particles and their removal onto underlying surface: (1) vertical turbulent diffusion, (2) removal with atmospheric precipitation, (3) uptake of the particles by underlying surface, and (4) gravitational sedimentation of the particles. The calculations show that only a small part of aerosol mass penetrates into the stratosphere when the aerosol is injected into the troposphere. In this case, the aerosol lifetime in the atmosphere does not exceed two months. When aerosol matter is permanently injected into the stratosphere, its equilibrium mass in the troposphere is to be found practically independent on the injection height. Its concentration in the stratosphere increases quickly along with increasing height. When the injection height is 25 km (or 15 km above the lower boundary of the tropopause), the aerosol lifetime reaches 6 years and maximum of particle concentration is situated at the height of about 18 km. There is an altitudinal optimum for the injection in coordinates of "price of aerosol matter lifting–climatic effect," located at about 20-km level.

Key words. Climate geoengineering, aerosol, stratosphere, lifetime, one-dimensional model, vertical diffusion, gravitational sedimentation, removal with precipitation, surface uptake.

Введение

Одним из наиболее перспективных геоинженерных способов предотвращения чрезмерного потепления климата является внесе-

ние в стратосферу определенного количества аэрозоля, отражающего часть солнечного излучения и, тем самым, изменяющего энергетический баланс Земли (Израэль и др., 2009). Выбор стратосферы как места внесения аэрозоля обусловлен достаточно медленным выведением оттуда аэрозольных частиц. Напротив, из тропосферы любая примесь выводится достаточно быстро в результате интенсивной турбулентной диффузии, процессов вымывания осадками и поглощения подстилающей поверхностью. Таким образом, для поддержания наличия определенной массы аэрозоля в стратосфере потребуется существенно более низкая интенсивность пополнения стратосферного аэрозольного резервуара, чем для условий тропосферы.

Температура в стратосфере с высотой меняется весьма незначительно, что обусловливает слабое турбулентное перемешивание воздуха. Кроме того, в стратосфере не реализуется вымывание примеси осадками, что является основным механизмом очищения атмосферы от примесей вблизи земной поверхности. Из стратосферы аэрозольные частицы могут выводиться вследствие гравитационного оседания и обмена воздушными массами между стратосферой и тропосферой.

Естественно, что чем выше над тропопаузой находится аэрозольная частица, тем меньше вероятность ее попадания в тропосферу за заданное время, тем больше ее время жизни в стратосфере. С этой точки зрения для получения нужного климатического эффекта предпочтительнее вносить аэрозоль в стратосферу как можно выше. Однако это условие входит в противоречие с техническими возможностями. Если рассматривать авиацию как наиболее эффективное и дешевое средство доставки на высоту вещества аэрозоля или его газообразных предшественников, то в настоящее время доступной может считаться высота порядка 20 км. Таким образом, с учетом технических и экономических факторов должен существовать оптимум высоты внесения аэрозоля.

В данной работе на основании модельных расчетов делается грубая оценка зависимости времени жизни аэрозольного вещества от высоты слоя внесения. Под временем жизни понимается время, за которое при прекращении внесения равновесная масса аэрозоля в атмосфере в целом уменьшается в e раз (e — основание натурального логарифма). Другими словами, в условиях равновесия, когда интенсивность внесения равна интенсивности выведения, время жизни τ равно отношению равновесной массы M вещества в резервуаре к интенсивности внесения F_{in} (или выведения F_{out}): $\tau = M/F_{\text{in}}$.

Литературные данные о времени жизни аэрозоля в стратосфере

Представления о времени нахождения аэрозольных частиц в стратосфере основаны на данных наблюдений за поведением продуктов мощных вулканических извержений и радиоактивных продуктов атмосферных ядерных взрывов. Такого рода оценки не могут претендовать на высокую точность по двум основным причинам. Во-первых, выбрасываемые в стратосферу аэрозольные продукты представлены широким спектром размеров аэрозольных частиц, обладающих разной скоростью выведения из стратосферы. Во-вторых, облако вулканических или радиоактивных продуктов занимает очень протяженный по вертикали слой стратосферы. Естественно, что в этом случае продолжительность пребывания аэрозольных продуктов на разных высотах в стратосфере будет меняться в широких пределах.

По оценке Холтона (Holton, 1990), глобальный нисходящий поток воздуха из стратосферы через изобарическую поверхность 100 гПа составляет $2{,}0 \cdot 10^{17}$ кг воздуха в год. Масса воздуха выше поверхности 100 гПа равна $5{,}2 \cdot 10^{17}$ кг. Отсюда время жизни стратосферного воздуха может быть оценено в 2,6 года. Естественно, выше и ниже поверхности 100 гПа значения времени жизни будут другими. Величина, полученная Холтоном, дает самые общие представления о скорости процесса выведения аэрозолей из стратосферы, но ничего не говорит о зависимости времени жизни от высоты.

Еще в середине XX в. на основании исследований поведения вулканогенных и радиоактивных частиц в стратосфере было показано, что время их пребывания исчисляется по меньшей мере месяцами (Юнге, 1965; Cadle, 1975). По данным проекта SPARC (Thomason, Peter, 2006), присутствие вулканического аэрозоля в стратосфере фиксировалось измерительной аппаратурой в течение 7,5 лет после извержения Пинатубо (1991 г.). Однако попытки модельного описания этих процессов показали, что само значение времени жизни аэрозоля в стратосфере непостоянно. В первые три года после извержения оно составляет примерно год. В дальнейшем значение времени жизни существенно увеличивается. Наиболее простое объяснение этому явлению состоит в том, что в течение первых лет преимущественно выводятся более крупные частицы, а остающиеся мелкие имеют значительно большее время жизни. Кроме того, следует иметь в виду, что по мере убывания вулканического сигнала точность его инструментального измерения падает. Оценки времени жизни, полученные разными авторами для стратосферного аэрозоля, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Оценки времени жизни аэрозоля в атмосфере

Время жизни	Сопутствующая информация	Источник
0,5 года	Сульфатные аэрозоли	Юнге, 1965
1—2 года	Радиоактивные продукты	Юнге, 1965
20—40 мес.	Радиоактивные продукты в слое 20—30 км	Кароль, 1973
12—20 мес.	Радиоактивные продукты в слое от нижней границы тропопаузы до 20 км в тропиках	Кароль, 1973
6—10 мес.	Радиоактивные продукты в слое от нижней границы тропопаузы до 20 км в средних широтах	Кароль, 1973
1—1,5 мес.	Радиоактивные продукты в слое от 3 км до нижней границы тропопаузы	Кароль, 1973
0,03—0,3 мес.	Радиоактивные продукты в слое от земной поверхности до 3 км	Кароль, 1973
2 года	Вулканические частицы на высоте 20 км	Cadle, 1975
1—3 года	Частицы с радиусом 0,2 мкм в слое 20—40 км	Hunten, 1975
1,3 года	Частицы с радиусом более 0,15 мкм	Hofmann, Rosen, 1980
1 год	Частицы с радиусом более 0,25 мкм	Hofmann, Rosen, 1980
11,2 ± 1,2 мес.	Продукты извержения Фуэго в высотном диапазоне 13—20 км	Sedlacek et al., 1983
1,2 года	Аппроксимация экспонентой изменения оптического сигнала полидисперсных (0,1—2 мкм) аэрозолей извержения Пинатубо	Deshler et al., 1996
1,9—2,4 года	Вулканические продукты в целом	Andres, Kasgnoc, 1998
3 года	Мелкие частицы	Ивлев, Довгалюк, 1999
1 ± 0,2 года	Вулканический аэрозоль в целом	Textor et al., 2004
1,3 года	Мелкие частицы, дающие основной вклад в площадь поверхности аэрозольных частиц	Textor et al., 2004
1 год	В период 1991—1994 гг. после извержения Пинатубо	Thomason, Peter, 2006
3 года	К 1995 г. после извержения Пинатубо	Thomason, Peter, 2006

Анализ данных табл. 1 показывает, что оцененные значения времени жизни аэрозольных частиц в стратосфере варьируют в основном в пределах от одного года до трех лет. В самом нижнем слое стратосферы, где реализуется массообмен с тропосферой, время жизни уменьшается до нескольких месяцев. В тропосфере, где высока интенсивность выведения частиц, время жизни уменьшается примерно до суток.

Структура модели

В данной работе делается попытка оценить время жизни аэрозоля в тропосфере и стратосфере на основании модельных расчетов. Используемая модель является одномерной, т. е. она

оперирует только вертикальным перемещением примеси в столбе атмосферы единичной площади. Рассматриваемый столб атмосферы разбит на 50 горизонтальных слоев равной массы воздуха. Каждый слой вмещает 2% массы рассматриваемого столба воздуха. Последний 50-й слой является незамкнутым и простирается до бесконечности; расчеты для него не проводятся. Таким образом, модель принимает в расчет 98% всей массы атмосферы. Высота границ между слоями и высота середины слоев вычислялись исходя из параметров стандартной атмосферы (Standard Atmosphere, 1997). В соответствии с данными стандартной атмосферы самый нижний слой имеет толщину 170 м, тогда как толщина 49-го слоя составляет 5850 м. Верхняя граница 49-го слоя лежит на высоте 33,0 км.

Каждый модельный слой рассматривается как гомогенный (относительно вносимого аэрозоля) резервуар. Данное условие позволяет рассматривать перемещение аэрозоля из одного резервуара в другой в рамках кинетики первого порядка, когда поток из резервуара пропорционален его массе. В модели продолжительность модельного шага принята равной 1 мин.

В модели предполагается, что нижняя граница тропопаузы находится на высоте около 10 км, что соответствует данным аэрологических наблюдений в средних широтах. Принимается, что тропопаузе соответствует 36-й модельный слой между высотами 10150 и 10740 м. Формально слой тропопаузы в модели отнесен к стратосфере. В модель включены четыре процесса, определяющие перемещение аэрозольных частиц между отдельными слоями и их окончательное выведение на подстилающую поверхность.

Первый процесс — вертикальная диффузия, приводящая к перемещению аэрозоля из данного слоя в ниже- и вышележащие. В самом нижнем слое аэрозоль в результате вертикальной диффузии может перемещаться только вверх. В последнем 49-м слое перенос вверх не рассматривается. Второй процесс — вымывание примеси атмосферными осадками. Этот процесс имеет место только в тропосфере, охватывающей первые 35 нижних слоев. Третий процесс — гравитационное оседание аэрозольных частиц — действует во всей толще атмосферы. Наконец, четвертый процесс представляет собой захват частиц подстилающей земной поверхностью. Соответственно, этот процесс ведет к удалению примеси из атмосферы только в первом слое, примыкающем к земной поверхности. Детально процессы переноса и выведения описаны ниже.

Аэрозоль вносится в выбранный модельный слой на каждом шаге вычислений. В начальный момент модельная система “об-

нулена", т. е. аэрозоль в атмосфере отсутствует. По мере расчета частицы перемещаются из слоя в слой, и их общее содержание в атмосфере увеличивается. Одновременно начинают действовать процессы выведения аэрозоля из атмосферы. В конечном итоге система выходит на равновесие, когда суммарная интенсивность процессов выведения становится практически равной интенсивности внесения аэрозоля в систему. Ниже для примера приведены уравнения, описывающие изменение массы аэрозоля в первом и втором слоях на конкретном модельном шаге за время Δt:

$$\Delta M_1 = (M_2K_{21} + M_2G_2 - M_1K_{12} - M_1G_1 - M_1W_1 - M_1U_0)\Delta t, \quad (1)$$

$$\Delta M_2 = (M_3K_{32} + M_1K_{21} + M_3G_3 - M_2K_{23} - M_2K_{21} - M_2G_2 - M_2W_2)\Delta t. \quad (2)$$

Здесь M_i — масса аэрозоля в i-м слое на данном модельном шаге; K_{ij} — константа диффузионного переноса из слоя i в слой j; G_i — константа гравитационного оседания из слоя i в нижележащий; W_i — константа вымывания из слоя i на земную поверхность; U_0 — константа поглощения подстилающей поверхностью из первого слоя.

Эмиссия представлена монодисперсным аэрозолем с диаметром 0,5 мкм. Предполагается, что химический состав частиц соответствует 75% частично нейтрализованной серной кислоте (Израэль и др., 2009). Это предположение дает возможность представить частицы аэрозоля в виде сферических капель с удельной плотностью 1,63 г/см^3.

Диффузионный перенос аэрозоля

В общем виде процесс диффузии в модели описывается законом Фика: количество вещества F_{ij}, перенесенного из слоя i в соседний слой j на расстояние l через площадку, перпендикулярную направлению переноса и имеющую площадь S, пропорционально разности концентраций в слоях (C_i и C_j соответственно), площади S, времени переноса Δt и обратно пропорционально расстоянию l:

$$F_{ij} = DS\,(C_i - C_j)\,\Delta t/l. \quad (3)$$

Здесь D — коэффициент пропорциональности, называемый коэффициентом диффузии; его размерность [площадь/время].

В тропосфере и стратосфере молекулярная диффузия дает пренебрежимо малый вклад в перемещение вещества, поэтому далее

имеется в виду только турбулентная диффузия. Формально при использовании средних параметров состояния стратосферы турбулентная диффузия реализоваться не может. Однако периодические отклонения от средних параметров обусловливают массообмен между слоями стратосферы. Это подтверждается проникновением на высоту до 40 км газов, имеющих наземное происхождение, таких как карбонилсульфид и фреоны.

Обозначим толщину i-го и j-го слоев через l_i и l_j соответственно. Тогда объемы воздуха в этих слоях с площадью основания S равны $V_i = Sl_i$ и $V_j = Sl_j$ соответственно, а концентрация аэрозоля $C_i = M_i/Sl_i$ и $C_j = M_j/Sl_j$. Исходя из этого уравнение (3) преобразуется следующим образом:

$$F_{ij} = DS(C_i - C_j)\Delta t/l = (D/l^2)(M_i(l/l_i) - M_j(l/l_j))\Delta t, \qquad (4)$$

где l — расстояние между центрами массы i-го и j-го слоев. Здесь условно полагается, что именно между ними происходит обмен массой в процессе диффузии. И, наконец, для оценок с помощью предлагаемой грубой модели будем полагать, что $l_i \approx l_j \approx l$. Тогда последнее уравнение приобретает следующий вид:

$$F_{ij} = (D/l^2)(M_i - M_j)\Delta t. \qquad (5)$$

Если сравнить полученное соотношение с формулой (1), то получим

$$K_{ij} = D/l^2. \qquad (6)$$

При модельном временном шаге $\Delta t = 1$ мин размерность констант K будет [1/мин].

В условиях переменной толщины слоев, возрастающей с высотой, перенос примеси вверх на большее расстояние протекает медленнее, чем перенос вниз на меньшее расстояние. Более того, из уравнения (5) следует, что зависимость эта квадратичная.

В нижних слоях тропосферы турбулентность атмосферы весьма интенсивна, что обусловлено значительными температурными градиентами. В стратосфере от слоя тропопаузы до высоты около 20 км средняя температура практически не меняется. Выше 20 км температура начинает медленно повышаться вследствие физико-химических процессов взаимодействия молекул воздуха с солнечным излучением коротковолновой области спектра. Стабильность температуры обусловливает очень слабое турбулентное перемешивание в стратосфере. Численные значения коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии взяты из работы Руде (Rodhe, 2000). Эти значения, а также значения температуры

Таблица 2

Значения высоты центров массы модельных слоев H_m, температуры T и коэффициента турбулентной диффузии D

Слой	H_m, м	T, K	D, м^2/мин	Слой	H_m, м	T, K	D, м^2/мин
1	85	288	720	26	6020	249	600
2	260	286	900	27	6370	247	600
3	430	285	900	28	6740	244	600
4	610	284	900	29	7120	242	600
5	800	283	780	30	7520	239	600
6	980	282	708	31	7940	237	600
7	1180	281	690	32	8390	234	600
8	1370	279	680	33	8850	231	600
9	1570	278	670	34	9350	227	600
10	1780	277	660	35	9880	224	570
11	1990	275	650	36	10440	220	42
12	2200	274	640	37	11040	217	13
13	2430	272	640	38	11690	217	6
14	2650	271	640	39	12400	217	6
15	2890	269	630	40	13200	217	6
16	3130	268	620	41	14000	217	6
17	3380	266	620	42	14900	217	6
18	3630	265	610	43	16000	217	6
19	3900	263	610	44	17200	217	6
20	4170	261	610	45	18600	217	6
21	4450	259	610	46	20300	217	6
22	4740	257	610	47	22400	219	6
23	5042	255	600	48	25300	222	6
24	5360	253	600	49	29600	226	6
25	5680	251	600				

(Standard Atmosphere, 1997) для середины каждого модельного слоя представлены в табл. 2.

Вымывание из атмосферы

Предполагается, что вымывание аэрозольных частиц атмосферными осадками происходит только в тропосфере от 1-го до 35-го модельного слоя. Для упрощения параметризации принимается, что константа вымывания меняется ступенчато через каждые 7 слоев (всего 5 ступеней).

По данным огромного числа наблюдений (Рябошапко, 1983; Израэль и др., 1989), мгновенная константа вымывания непосредственно в период выпадения осадков оценивается величиной $4 \cdot 10^{-5}$ с$^{-1}$. Доля времени, когда идут осадки, принимается равной

Таблица 3

Параметры вымывания аэрозольных частиц из тропосферы

Ступень	Слой	Вероятность вымывания	Среднегодовая константа вымывания, $мин^{-1}$
1	1—7	0,85	$2{,}04 \cdot 10^{-4}$
2	8—14	0,08	$1{,}92 \cdot 10^{-5}$
3	15—21	0,04	$9{,}6 \cdot 10^{-6}$
4	22—28	0,02	$4{,}8 \cdot 10^{-6}$
5	29—35	0,01	$2{,}4 \cdot 10^{-6}$

0,1. Отсюда среднегодовая константа вымывания равна $0{,}1 \cdot 4 \cdot 10^{-5}$ $с^{-1}$, или $2{,}4 \cdot 10^{-4}$ $мин^{-1}$.

Вымывание наиболее интенсивно идет из нижних слоев в пределах пограничного слоя атмосферы. С высотой вероятность наличия облаков и, соответственно, осадков быстро уменьшается. Данные о вероятности вымывания из разных модельных слоев и результирующие значения констант вымывания W представлены в табл. 3.

Неопределенность в задании вероятности вымывания может сказаться на характере вертикального профиля распределения аэрозоля по высоте в тропосфере. Однако эта неопределенность практически не имеет значения для оценки массы аэрозольных частиц и вертикального профиля их распределения в стратосфере.

Поглощение аэрозольных частиц подстилающей поверхностью

В результате турбулентного перемешивания частица может оказаться в непосредственной близости от элементов подстилающей поверхности (листьев, травы, песка, снега, воды и т. д.). Непосредственно у поверхности существует ламинарный слой, который частица может преодолеть либо вследствие инерции движения, либо вследствие броуновской диффузии. Часто в литературе процесс поглощения подстилающей поверхностью называют (в отличие от вымывания осадками) сухим выпадением. Это весьма условный термин, поскольку механизм поглощения поверхностью действует как в сухую погоду, так и во время выпадения осадков.

Процесс поглощения поверхностью может быть описан в рамках кинетики первого порядка, если прилегающий к поверхности слой атмосферы представить в виде равномерно перемешанного резервуара (гомогенного относительно аэрозольных частиц)

(Рябошапко, 1983; Jacobson, 2005). Уменьшение массы аэрозоля в этом резервуаре вследствие выведения частиц на подстилающую поверхность (в отсутствие поступления частиц в резервуар) описывается экспоненциальной функцией

$$M(t) = M(0)\exp(-t/\tau_d), \tag{7}$$

где $M(0)$ и $M(t)$ — масса аэрозольного вещества в резервуаре в начальный момент и на время t, а τ_d — характерное время процесса выведения.

В общем случае поток массы частиц, выводимых из резервуара на подстилающую поверхность за малое время Δt, равен $(1/\tau_d)M\Delta t$, где M — масса частиц в резервуаре. Предположим, что в пределах данного резервуара частицы выводятся на поверхность с условной линейной скоростью V_d; тем самым, время пролета слоя определяется его высотой H. Тогда

$$\tau_d = H/V_d\,. \tag{8}$$

Обратная величина определяется как константа выведения первого порядка U_0:

$$U_0 = 1/\tau_d = V_d/H. \tag{9}$$

Значения скорости поглощения V_d измерялись, рассчитывались и оценивались для разных видов атмосферных примесей (газообразных и аэрозольных) и широкого спектра типов подстилающих поверхностей (Рябошапко, 1983; Walcek et al., 1986; Wesely, Hicks, 2000). В рассматриваемой модели резервуаром, из которого происходит поглощение частиц, является первый слой толщиной 170 м. Для частиц в диапазоне размеров 0,1—1 мкм (диаметр) скорость сухого поглощения минимальна, поскольку такие частиц слишком массивны для броуновского перемещения и слишком легки для инерционного пролета ламинарного слоя. На основании литературных данных принимается, что среднее для всех типов подстилающей поверхности значение скорости сухого поглощения составляет 0,3 м/мин. Отсюда константа выведения в результате сухого поглощения составит

$$U_0 = V_d/H = 0{,}3/170 = 0{,}0018 \text{ мин}^{-1}.$$

Гравитационное оседание аэрозольных частиц

Описание скорости гравитационного оседания сферических аэрозольных частиц в газе было дано Стоксом на основе теоретических предположений. Многочисленные экспериментальные работы подтвердили возможность точного описания процесса движения сферической частицы в газовой среде. Однако формула

Стокса была выведена для достаточно крупных частиц (диаметром 10 мкм и более). Кроме того, формула рассчитана на нормальное атмосферное давление. Для субмикронных частиц заметным становится эффект "проскальзывания" между молекулами газа. С падением давления этот эффект усиливается, поскольку расстояние между молекулами газа становится больше. Этот эффект был учтен Каннингамом, и зависимость получила название уравнения Стокса — Каннингама:

$$v_g = 10^9 C_C g d^2 \rho/(18\mu) . \quad (10)$$

Здесь v_g — линейная скорость гравитационного оседания (м/с); 10^9 — коэффициент согласования размерностей; C_C — коэффициент Каннингама (безразмерный); g — ускорение свободного падения (м/с^2); d — диаметр сферической частицы (м); ρ — плотность вещества частицы (г/см^3); μ — динамическая вязкость воздуха (мПа · с).

Значения динамической вязкости воздуха рассчитывались по данным стандартной атмосферы (Standard Atmosphere, 1997). Поправка Каннингама может быть представлена в виде

$$C_C = 1 + (2\lambda/d)(A_1 + A_2 \exp(-A_3 d/\lambda)), \quad (11)$$

где λ — длина свободного пробега молекул воздуха. Строгий расчет средней длины свободного пробега был дан Максвеллом с учетом распределения молекул по скоростям. Она зависит от количества молекул воздуха в единице объема n на данной высоте и средней площади эффективного сечения молекул σ (Сивухин, 1990):

$$\lambda = 0{,}707/(\pi\sigma^2 n). \quad (12)$$

Значение σ находится из величины среднего эффективного диаметра молекул воздуха, равного $3{,}5 \cdot 10^{-10}$ м. Численные значения коэффициентов A были предложены Дэвисом и Шайгером (Davis, Scheiger, 2002): $A_1 = 1{,}257$; $A_2 = 0{,}400$; $A_3 = 0{,}55$.

Константа гравитационного оседания G меняется от слоя к слою:

$$G_i = V_{gi} / H_i. \quad (13)$$

Здесь G_i — константа гравитационного выведения из i-го слоя в $(i - 1)$-й (1/мин); V_{gi} — скорость гравитационного оседания аэрозольной частицы на уровне середины i-го слоя (м/мин); H_i — толщина i-го слоя (м).

Учет поправки Каннингама несуществен для приземного слоя, где плотность воздуха значительна, но становится решающим для условий разреженного воздуха в стратосфере. Вклад гравитационного оседания в скорость переноса частиц резко увеличивается

с высотой и в стратосфере становится доминирующим. Например, для высоты 30 км перемещение частиц вследствие гравитации протекает в 25 раз более интенсивно, нежели вследствие диффузионного переноса. Наоборот, у земной поверхности он почти на 4 порядка величины меньше.

Результаты и дискуссия

Модельная система тропосфера — стратосфера выходит на состояние равновесия примерно через 10^7 итераций, т. е. примерно за 20 расчетных лет (напомним, что временной шаг модели — 1 мин). Сначала равновесие устанавливается в тропосфере, а затем в стратосфере. Для наглядности можно представить, что на каждом модельном шаге в систему вносится 1 т аэрозоля (1 т/мин, или около 0,53 Мт/год). Масса вещества в отдельном резервуаре (тропосфера, стратосфера, атмосфера в целом) установится на определенном уровне в соответствии со временем его жизни.

В принципе, климатический эффект данной массы аэрозоля (эффект отражения) проявляется независимо от высоты ее расположения в атмосфере. Исходя из этого, внесение аэрозоля может быть осуществлено в тропосфере, что технически легко достижимо. Аэрозоль относительно быстро перемешается по вертикали и частично проникнет в стратосферу. В табл. 4 представлены оценки равновесной массы аэрозоля и его среднего времени жизни в атмосфере при разных высотах внесения в тропосфере. Из данных табл. 4 следует, что с высотой внесения аэрозоля увеличивается его масса, проникающая в стратосферу. При внесении вблизи нижней границы тропопаузы (8,9 км) равновесное содержание в стратосфере достигает 2/3 его общего содержания в атмосфере. Соответственно возрастает время жизни, но его величина в любом случае не превышает 2 мес. Общая равновесная масса аэрозоля при внесении в тропосферу составляет менее 0,1 Мт, чего, безусловно, недостаточно для получения сколько-нибудь значимого климатического эффекта. Отметим, что полученные оценки времени жизни для тропосферы находятся в полном согласии с оценками И. Л. Кароля (Кароль, 1973), представленными в табл. 1.

Внесение аэрозоля непосредственно в слой тропопаузы резко меняет перераспределение его массы между тропосферой и стратосферой. Хотя перенос в стратосферу проходит достаточно медленно, равновесная масса в стратосфере увеличивается до 53% его общего содержания в атмосфере. Однако суммарная масса аэрозоля все же невелика и составляет 0,11 Мт.

Таблица 4

Оценки равновесной массы и времени жизни аэрозоля в атмосфере при разной высоте внесения в тропосферу

Высота, км	Масса, кт			Время жизни, мес.
	тропосфера	стратосфера	суммарная	
3,9	29	7	36	0,8
4,2	31	7	38	0,9
5,0	36	10	46	1,0
6,0	41	12	53	1,2
7,1	46	16	62	1,4
7,5	47	18	65	1,5
7,9	48	19	67	1,6
8,9	50	23	73	1,7

При внесении аэрозольного вещества в стратосферу равновесное содержание его в тропосфере остается практически независимым от высоты внесения — 51 кт. Напротив, его содержание в стратосфере с высотой внесения быстро увеличивается. Данные о содержании аэрозоля в стратосфере и времени жизни в зависимости от высоты внесения представлены в табл. 5. Из данных таблицы следует, что при внесении аэрозоля в слой непосредственно над тропопаузой реализуется большая вероятность выведения в тропосферу. В этом случае общее содержание аэрозольного вещества составляет менее 0,2 Мт, а время жизни — 4 мес. Далее с увеличением высоты внесения масса аэрозоля в стратосферном резервуаре быстро увеличивается и уже при внесении на высоте 12 км достигает 0,65 Мт.

Поскольку высота модельных слоев различна, при одной и той же массе аэрозоля в слоях объемная концентрация будет тем больше, чем меньше высота слоя. Концентрация аэрозоля вычислялась путем деления массы аэрозоля в слое на его высоту (тем самым сечение колонны здесь считается единичным) и представлялась в относительных величинах путем нормирования на концентрацию в первом слое.

На рис. 1 представлены вертикальные профили концентрации при внесении аэрозоля в тропосферу на высоте около 4 и 9 км. На рис. 1 видно, что концентрация быстро уменьшается от уровня внесения к земной поверхности и от уровня внесения с увеличением высоты. Вследствие вертикальной диффузии часть аэрозоля поднимается до уровня тропопаузы и проникает в стратосферу. Здесь скорость уменьшения концентрации с высотой

Таблица 5

Оценки равновесной массы и времени жизни аэрозоля в атмосфере при разных высотах внесения в стратосферу

Высота внесения, км	Масса, Мт		Время жизни, лет
	стратосфера	суммарная	
10,4	0,06	0,11	0,2
11,0	0,12	0,18	0,3
12,4	0,65	0,71	1,3
13,2	0,97	1,0	1,9
14,0	1,3	1,3	2,5
15,0	1,6	1,7	3,2
16,0	1,8	1,9	3,6
17,2	2,1	2,1	4,0
18,6	2,5	2,5	4,7
20,3	2,7	2,8	5,3
22,4	2,9	2,9	5,5
25,3	3,3	3,3	6,2

больше, чем в тропосфере над уровнем внесения. Это связано с тем, что основная доля аэрозольного вещества при внесении в тропосферу сосредоточена именно в тропосфере.

Картина вертикального распределения объемной концентрации аэрозоля резко меняется при его внесении в стратосферу. Как видно на рис. 2, даже при внесении аэрозоля непосредственно над тропопаузой большая часть его будет находиться в стратосфере. В тропосфере концентрация по мере уменьшения высоты быстро уменьшается. Значения концентрации в тропосфере и вид профилей практически не зависят от высоты внесения аэрозоля в стратосфере. В стратосфере профили распределения концентрации существенно зависят от уровня внесения аэрозоля. При внесении на высоте 16 км максимум концентрации приходится именно на эту высоту. При внесении на высоте более 25 км максимум концентрации смещается вниз на высоту около 18 км. Это обусловлено возрастающим влиянием гравитационного оседания, смещающего пик концентрации вниз от уровня внесения. Это обстоятельство дает основание полагать, что эффективность климатического воздействия будет расти медленнее с увеличением высоты внесения аэрозоля, тогда как затраты на доставку аэрозоля, наоборот, будут резко возрастать. Следовательно, должен существовать высотный оптимум в координатах затраты — выгода, скорее всего, лежащий на уровне около 20 км.

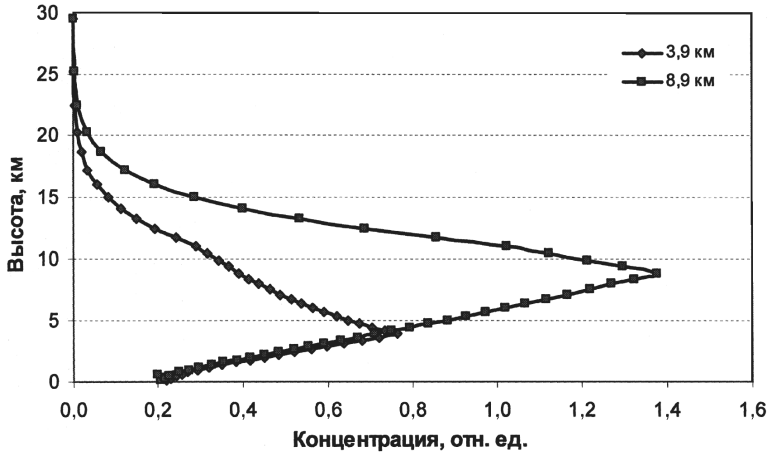


Рис. 1. Профиль вертикального распределения концентрации при внесении аэрозольного вещества в тропосферу на высоте 3,9 и 8,9 км.

Заключение

Предложенная в данной работе модель оперирует средней по всей атмосфере высотой тропопаузы. В реальной ситуации высота тропопаузы меняется в широких пределах во времени и в пространстве. Минимального значения она достигает в холодный сезон в высоких широтах (около 8 км), а максимального — в экваториальной зоне вне зависимости от сезона (около 18 км). С точки зрения практического применения метода воздействия стратосферных аэрозолей на климатическую систему Земли, важно оценить оптимальную высоту внесения именно над тропопаузой, а не над уровнем земли. Можно принять, что минимально приемлемое время жизни вносимого аэрозоля в стратосфере должно составлять 1 год. Для обеспечения этого условия внесение аэрозоля в экваториальной зоне должно осуществляться на высоте не менее 22—24 км. В средних широтах эта минимальная высота понижается до 12—13 км. Средняя для планеты оптимальная высота может находиться на 10 км выше тропопаузы. Если оптимальную высоту внесения аэрозоля принять равной 20 км, то при заданной интенсивности внесения равновесная аэрозольная масса в стратосфере составит около 2,7 Мт. По имеющимся в литературе оценкам (Wigley, 2006), этого достаточно, чтобы существенно противодействовать существующему парниковому эффекту.

Заметим, что полученные с помощью использованной модели значения времени жизни аэрозоля в атмосфере при высоте

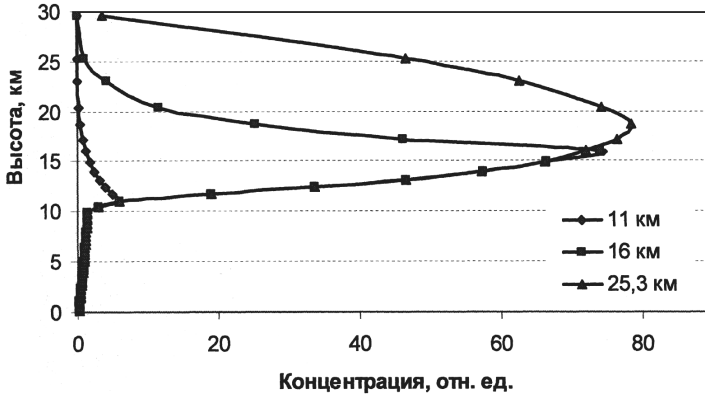


Рис. 2. Профиль вертикального распределения концентрации при внесении аэрозольного вещества в стратосферу на высоте 11, 16 и 25,3 км.

внесения более 20 км могут быть несколько завышены. Это связано с тем, что модель одномерна и не учитывает наличия постоянного меридионального переноса аэрозоля от экватора в высокие широты, где нисходящими потоками воздуха аэрозоль выносится из стратосферы в тропосферу (Thomason, Peter, 2006).

Благодарность

Автор выражает свою признательность С. М. Семенову за ценные замечания, советы и практическую помощь в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ивлев Л. С., Довгалюк Ю. А. 1999. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб: НИИХ СПб. государственный университет. 194 С.

Израэль Ю. А., Назаров И. М., Прессман А. Я., Ровинский Ф. Я., Рябошапко А. Г., Филиппова Л. М. 1989. Кислотные дожди. Л.: Гидрометеоиздат. 269 С.

Израэль Ю. А., Рябошапко А. Г., Петров Н. Н. 2009. Сравнительный анализ геоинженерных способов стабилизации климата. Метеорология и гидрология. № 6. С. 5—24.

Кароль И. Л. 1973. Размеры радиоактивных аэрозолей и их перенос в тропосфере и стратосфере. Метеорология и гидрология. № 1. С. 28—36.

Рябошапко А. Г. 1983. Атмосферный цикл серы. В кн.: Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М.: Наука. С. 170—255.

Сивухин Д. В. 1990. Общий курс физики. Термодинамика и молекулярная физика. М.: Наука. 592 С.

Юнге Х. 1965. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир. 424 С.

Andres R. J. and Kasgnoc A. D. 1998. A time averaged inventory of subaerial volcanic sulphur emissions. J. Geophys. Res. Vol. 103. PP. 25251—25261.

Cadle R. D. 1975. Volcanic emissions of halides and sulfur compounds to the troposphere and stratosphere. J. Geophys. Res. Vol. 80. PP. 1650—1652.

Davis E. J. and Scheiger G. 2002. The Airborne Microparticle. Its Physics, Chemistry, Optics and Transport Phenomena. Berlin: Springer. 817 P.

Deshler T., Nardi B., Hofmann D. J., and Johnson B. J. 1996. Correlation between ozone loss and volcanic aerosol at altitudes below 14 kilometers over McMurdo Station, Antarctica. Antarctic Journal of the United States. Review 1996. http://www.nsf.gov/od/opp/antarct/ajus/nsf9828/9828html/j2.htm.

Hofmann D. J. and Rosen J. M. 1980. Stratospheric sulfuric acid layer: Evidence for an anthropogenic component. Science. Vol. 208, No. 4450. PP. 1368—1370.

Holton J. R. 1990. On the global exchange of mass between the stratosphere and troposphere. J. Atmos. Sci. Vol. 47, No. 3. PP. 392—395.

Hunten D. M. 1975. Residence times of aerosols and gases in the stratosphere. Geophys. Res. Lett. Vol. 2, No. 1. PP. 26—27.

Jacobson M. Z. 2005. Fundamentals of Atmospheric Modeling. 2nd ed. Cambridge University Press. 839 P.

Rodhe H. 2000. Modeling biogeochemical cycles. In: Earth System Science. In Biogeochemical Cycles to Global Change. M. Jacobson, R. Charlson, H. Rodhe, and C. Orians (eds.). Inter. Geophys. Ser. Vol. 72. Academic Press. PP. 62—84.

Standard Atmosphere 1997. Stanford University, USA. http://aero.stanford.sdu/StdAtm.html.

Textor Ch., Graf H.-F., Timmreck C., and Robock A. 2004. Emissions from volcanoes. Chapter 7 of Emissions of Atmospheric Trace Compounds. Claire Granier, Paulo Artaxo, and Claire Reeves (eds.). Kluwer, Dordrecht. PP. 269—303.

Sedlacek W. A., Mroz E. J., Lazrus A. L., and Gandrud B. W. 1983. Decadal of stratospheric sulfate measurements compared with observations of volcanic eruptions. J. Geophys. Res. Vol. 88, No. C6. PP. 3741—3776.

Thomason L. W. and Peter T. (eds.). 2006. The Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP). Stratospheric Processes and Their Role in Climate (SPARC). WMO/TD-No. 1295. 321 P.

Walcek C. J., Brost R. A., and Chang J. S. 1986. SO_2, sulfate and HNO_3 deposition velocities computed using regional land-use and meteorological data. Atmos. Environment. Vol. 20. PP. 949—964.

Wesely M. I. and Hicks B. B. 2000. A review of the current status of knowledge on dry deposition. Atmos. Environment. Vol. 34, No. 12—14. PP. 2261—2282.

Wigley T. 2006. A combined mitigation/geoengineering approach to climate stabilization. Science. Vol. 314. PP. 452—454.

ВЕРОЯТНОСТНАЯ ОЦЕНКА НАБЛЮДАЕМЫХ И ОЖИДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ: ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. ggruza@yandex.ru, rankova@online.ru

Реферат. По данным инструментальных наблюдений за температурой воздуха анализируются некоторые особенности колебаний и изменений современного климата России. Временной ряд полей температуры воздуха представляет собой сложный нестационарный стохастический (вероятностный) процесс, еще недостаточно изученный. Полнота и качество доступных данных инструментальных наблюдений увеличивались в течение двух столетий, но точность оценок статистических параметров ограничена, и ее необходимо оценивать и учитывать при изучении климатических изменений.

Формулируется концепция "динамических норм" и "динамических аномалий" температуры приземного воздуха, которые учитывают текущие тенденции в изменении климата и межсезонную изменчивость. Предлагается использовать эту концепцию как в задачах оценки предстоящих изменений климата, так и в задаче долгосрочного прогноза на сроки, превышающие "предел предсказуемости". Основная гипотеза заключается в том, что процесс изменения аномалий температуры воздуха, традиционно используемых в качестве объекта прогноза, является нестационарным. В частности, он содержит сезонные изменения и климатические тренды. Предполагается, что если исключить текущие тенденции в изменении климата и межсезонную изменчивость, то оставшиеся "динамические аномалии" будут теснее связаны с макросиноптическими характеристиками, что позволит улучшить качество конечных прогнозов. Предлагается вариант регрессионного адаптивного метода вычисления таких "динамических норм" как функции индикатора глобальных изменений климата и приводятся оценки их полезности в качестве "промежуточных" прогнозов (аналог климатического прогноза в условиях меняющегося климата). Составлен прогноз климатических изменений приземной температуры воздуха (то есть динамических норм) и ее годовых экстремумов на территории России на несколько десятилетий с использованием в качестве регрессора концентрации диоксида углерода. Показано, что этот подход целесообразно использовать для вероятностной оценки ожидаемых изменений климата (так называемый стратегический

прогноз) на ближайшие 2—3 десятилетия. В будущем при поиске методов прогноза погоды (температуры воздуха) на сроки, превышающие предел предсказуемости, т. е. на месяц — сезон — год, следует искать связи характеристик текущих макросиноптических процессов с будущими динамическими аномалиями и совершенствовать методы оценки предстоящих климатических изменений температуры воздуха.

Ключевые слова. Климат, изменение климата, климатическая норма, аномалия температуры, динамическая норма, динамическая аномалия, прогноз изменений климата, предел предсказуемости, долгосрочные прогнозы.

PROBABILISTIC ASSESSMENT OF OBSERVED AND EXPECTED CLIMATE CHANGES OVER RUSSIA: SURFACE AIR TEMPERATURE

G. V. Gruza and E. Ya. Rankova

Institute of Global Climate and Ecology, Roshydromet and RAS, 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia. ggruza@yandex.ru, rankova@online.ru

Abstract. The features of recent climate fluctuations and changes over Russia are analyzed using the surface air temperature (SAT) data resulted from instrumental observations. The time series of air temperature fields is a complex nonstationary stochastic (probabilistic) process which is still insufficiently studied. Completeness and quality of available datasets have been growing in the last two centuries yet the accuracy of statistical estimates is limited, which must be taken into account in climate change studies.

Formulated is the concept of surface air temperature "dynamic normals" and "dynamic anomalies." It reflects both current trends in climate change and interseasonal variability. The concept is proposed both for assessments of future climate change and long-term weather forecasting (i.e., for time periods exceeding the "limit of predictability"). The statement that "the process of SAT anomaly change, traditionally used as predictand, is nonstationary" serves as a basic hypothesis. In particular, the process contains seasonal changes and climatic trends. It is assumed that "dynamic anomalies" (residuals remaining after elimination of climatic trends and interseasonal variability) will be more closely connected with macrosynoptic characteristics, which will allow to improve the quality of final forecasts. An adaptive regression method is proposed to obtain "dynamic normals" as a function of global climate change indicator. The usefulness of dynamic normals as "intermediate" temperature forecasts is discussed (the analogue of the climatic forecast under conditions of changing climate). A forecast of climatic changes in

SAT and SAT annual extremes over the Russian territory is made for a few decades. Carbon dioxide concentration was used as a regressor. It is shown that this approach is expedient to employ in probabilistic assessments of future climate changes for the next 2–3 decades (so-called "strategic forecast"). In future, while constructing SAT forecast methods for the time periods exceeding the "predictability limit" (month–season–year), it is necessary to find out a relation between current macrosynoptic processes and future "dynamic anomalies" and to improve methodologies for assessment of forthcoming climatic changes in SAT.

Key words. Climate, climate change, climatic normal, temperature anomaly, dynamic normal, dynamic anomaly, climate change forecast, limit of predictability, long-term forecast.

Введение

Метеорологи прилагают колоссальные усилия для понимания и предсказания эволюции систем погоды день за днем. Используя физические концепции развития атмосферных процессов (которые управляют перемещением воздушных масс, их нагреванием или охлаждением, выпадением дождя или снега и т. д.), используя модели, метеорологи обычно могут успешно предсказывать погоду лишь на несколько дней вперед. Существенным фактором, ограничивающим предсказуемость погоды за пределами нескольких дней, являются особенности атмосферной динамики. В 1960-е годы Эдвард Лоренц обнаружил, что очень незначительные различия в начальных условиях могут приводить к весьма разным прогностическим результатам. Это — так называемый "эффект бабочки": бабочка, машущая крыльями в одном месте (или какое-либо иное незначительное локальное явление), может в принципе изменить последующую погодную ситуацию в весьма отдаленном месте. В основе этого эффекта лежит теория хаоса, исследующая, как незначительные изменения в определенных переменных могут вызывать крупные аномалии в сложных системах. Тем не менее, теория хаоса не предполагает полного отсутствия порядка. Например, незначительное изменение условий на этапе зарождения циклона может изменить день, в который придет шторм, или точную траекторию его следования, однако климат (средняя температура, среднее количество осадков и др. в данном регионе и в данный период времени) останется практически прежним.

Прогнозирование изменений климата вследствие изменений в составе атмосферы или в состоянии иных факторов (колебания интенсивности солнечного излучения, изменения земной орбиты, вулканическая деятельность и др.) — совершенно другая задача. В настоящее время оценки ожидаемых изменений климата в XXI в. и

в более далеком будущем осуществляются учеными многих стран. Работа в этом направлении координируется ВМО в рамках Всемирной программы исследования климата (ВПИК). Исследования существенно активизировались после принятия Рамочной конвенции ООН по изменению климата в 1992 г. С этого времени специально созданная Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) регулярно выпускает Оценочные доклады по данной проблеме — последний, Четвертый доклад, был опубликован в 2007 г. (IPCC, 2007). В настоящее время начата работа над Пятым оценочным докладом, в подготовке которого (как и во всех предыдущих) будут участвовать сотни авторов.

Основным инструментом оценки ожидаемых изменений климата являются численные эксперименты с физико-математическими моделями атмосферы и океана, которые позволяют воспроизводить поведение климатической системы при заданных условиях. Для суждения о качестве моделирования необходимы оценки состояния и изменения климата за доступный ряд лет в прошлом. Такие эксперименты были выполнены по данным за период более 100 лет по настоящее время с использованием нескольких десятков моделей во многих странах. По некоторым наиболее продвинутым моделям эксперименты (прогоны) повторялись при одних и тех же воздействиях внешних факторов, таких как солнечная радиация, концентрация парниковых газов и др. В результате в ведущих метеорологических центрах мира были получены ансамбли интегрирований, включающие результаты моделирования по ансамблю моделей и по ансамблю прогонов (http://www.ipcc-data.org; http://badc.nerc.ac.uk; http://www.wdc-climate.de; http://www.ciesin.columbia.edu).

Оказалось, что результаты моделирования существенно различались между собой, но при этом воспроизводили основные особенности наблюдаемых изменений температуры, наиболее существенные в период с 1976 г., который часто называют периодом “современного потепления” (IPCC, 2007; Володин, Дианский, 2006; Говоркова и др., 2008; Мелешко и др., 2008). На основе выполненных экспериментов был сделан вывод (IPCC, 2007), что основной причиной современного потепления (повышения температуры после 1970-х годов) является антропогенное увеличение концентрации парниковых газов — в первую очередь, диоксида углерода (синонимы — CO_2, двуокись углерода, углекислый газ).

Результаты моделирования позволили также уточнить различие понятий “погода” и “климат”. Климат можно назвать ансамблем погод. Наблюдения показывают, что имеют место изменения

погоды, но только статистика изменений погоды во времени позволяет выявить изменение климата. Хотя погода и климат тесно взаимосвязаны, между ними есть и важные различия. Погоду и климат обычно путают, когда у ученых спрашивают, как им удается предсказать климат на следующие 50 лет, а погоду они не могут предсказать даже на несколько недель вперед. Хаотический характер погоды делает невозможным ее прогнозирование больше чем на 10—20 дней, тогда как прогнозирование изменений климата (т. е. параметров ансамбля погод) — совершенно другая и более осуществимая задача.

Еще одно распространенное заблуждение в отношении этих вопросов — считать, что холодная зима или прохладное лето на планете свидетельствуют против глобального потепления. Всегда существуют экстремумы тепла и холода, хотя их частота и интенсивность изменяются по мере изменения климата.

В целом стоящая перед синоптиками проблема успешного прогнозирования в значительной мере состоит в том, чтобы как можно точнее задать все начальные условия (условия на начальный момент периода прогноза). В этой связи, возможно, полезно думать о климате как о фоновых условиях для погоды. Прогнозирование изменений климата вследствие изменений концентрации парниковых газов в атмосфере на 50 лет вперед — иная проблема, чем прогнозирование погоды на несколько недель, более легкая для решения. Иными словами, возможно, что долгосрочные колебания, вызванные изменениями состава атмосферы, предсказать легче, нежели осуществление отдельных явлений погоды. Аналогично, мы не можем предсказать результат каждого бросания монеты или кости, но можем предсказать статистический результат большого числа таких попыток.

Оценка колебаний и изменений современного климата РФ: температура воздуха (включая данные 2010 г.)

Методы и результаты анализа доступных климатических рядов температуры воздуха РФ многократно описаны, в частности, в работах авторов (Груза, Ранькова, 2003, 2004, 2009; Груза и др., 2007, 2008, 2010).

Для регулярного анализа состояния и изменений климата по данным наблюдений создана система мониторинга климата. В России создание этой системы было начато в Гидрометцентре СССР (начало 1980-х годов) и продолжено тем же коллективом в ИГКЭ Росгидромета и РАН (Груза, Ранькова, 1989; Ранькова, Груза, 1998). Система работает в настоящее время в квазиоперативном

режиме при активном участии научных учреждений Росгидромета (Груза и др., 2007, 2008; Платова, 2007а, 2007б).

Ежегодно (с 2005 г.) на сайте Росгидромета (http://www.meteorf.ru) публикуются доклады об особенностях климата России в истекшем году, подготовленные НИУ Росгидромета: ИГКЭ Росгидромета и РАН (головной), ААНИИ, ВНИИГМИ-МЦД, ВНИИСХМ, ГГИ, ГГО, Гидрометцентра России, ЦАО. Доклады содержат самые свежие данные о температуре воздуха, количестве осадков, характеристиках снежного покрова, замерзании и вскрытии рек, протяженности морского льда, агроклиматических условиях, характеристиках радиационного режима, озоновом слое (Доклад об особенностях климата... , 2011).

Годовые бюллетени мониторинга приземного климата на территории России (температура воздуха и атмосферные осадки) выпускаются ИГКЭ с 1998 г., а с 2005 г. — еще и сезонные (доступны на сайте ИГКЭ Росгидромета и РАН http://climatechange.su). В них публикуются данные о текущем состоянии климата, его вероятностные характеристики и степень аномальности. Для этого текущее состояние, представленное текущими значениями выбранной системы параметров, анализируется обязательно на фоне многолетних колебаний этих же параметров. Это значит, что для введенной параметризации объекта анализируются весь предшествующий (многолетний) временной ряд и его статистические обобщения (средние, дисперсии, функции распределения и т. д.).

Доминирующие тенденции современных изменений климата рассматриваются в них в терминах оценок линейного тренда (имеются в виду однонаправленные изменения климата!). Тренд рассчитывается по данным станционных наблюдений методом наименьших квадратов, как в точках наблюдений, так и в среднем для территорий (земной шар, Северное полушарие, Россия, страны СНГ, избранные регионы России). Коэффициент линейного тренда характеризует интенсивность (или среднюю скорость) изменений климатической переменной на выбранном временном интервале. Существенность этих изменений на фоне суммарной изменчивости характеризуется долей учтенной трендом дисперсии (в процентах от полной дисперсии климатической переменной), которая однозначно определяет уровень статистической значимости или доверительную вероятность.

Для иллюстрации на рис. 1 приведены временные ряды среднегодовых аномалий приповерхностной температуры земного шара и суши Северного полушария (по данным Университета Восточной Англии на сайте www.cru.uea.ac.uk) и России (по данным ИГКЭ). Пространственная картина тенденций современных изменений температурного режима на постсоветской территории

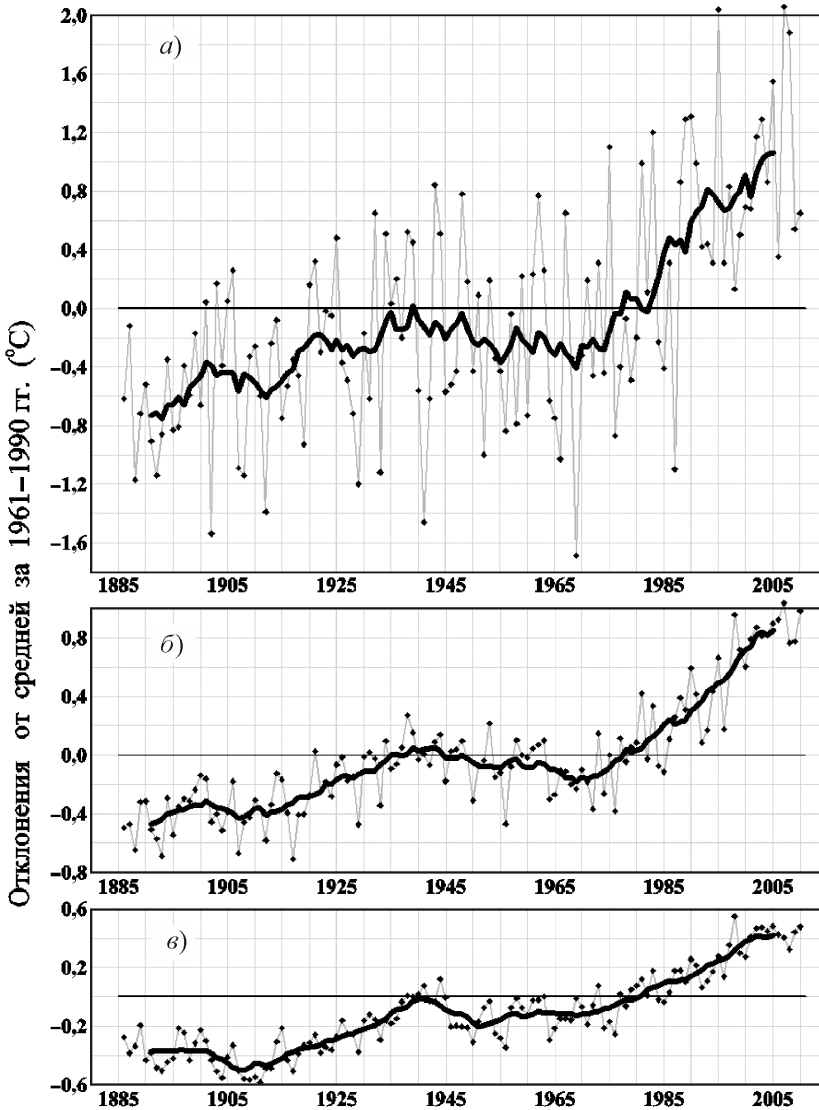


Рис. 1. Среднегодовая аномалия приповерхностной температуры России (*а*), суши Северного полушария (*б*) и земного шара (*в*) за 1887—2010 гг. Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за базовый период 1961—1990 гг. Жирной линией показан ход скользящих 11-летних средних. Использованы данные Университета Восточной Англии (массивы hadcrut3gl.txt и crutem3nh.txt) и ИГКЭ (данные 310 российских станций).

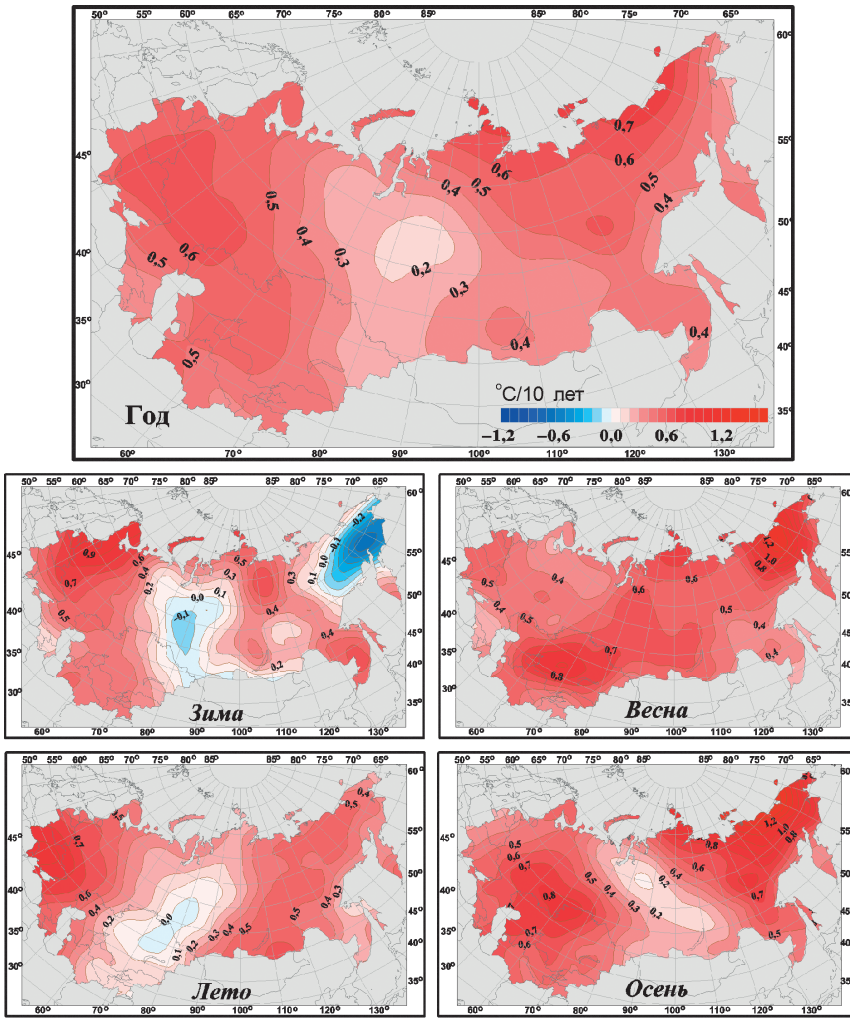


Рис. 2. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда средней годовой и сезонной температуры на постсоветской территории по данным наблюдений за 1976—2010 гг. (°С/10 лет).

представлена на рис. 2, а соответствующие количественные оценки трендов пространственно осредненной температуры в целом для России и по регионам приведены в табл. 1 (границы регионов можно найти в любом бюллетене мониторинга климата на сайте http//climatechange.su).

Таблица 1

Оценки линейного тренда регионально осредненной температуры приземного воздуха для регионов России за 1976—2010 гг.

Регион	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	b	*D*	*b*	*D*	*b*	*D*	*b*	*D*	*b*	*D*
Россия в целом	0,44	**34**	0,28	3	0,53	**25**	0,42	**52**	0,54	**24**
Европейская часть	0,56	**36**	0,62	8	0,41	14	0,57	**29**	0,62	**24**
Западная Сибирь	0,26	8	0,01	0	0,58	15	0,11	2	0,43	7
Средняя Сибирь	0,41	17	0,30	1	0,56	16	0,41	**26**	0,40	5
Прибайкалье и Забайкалье	0,38	**22**	0,22	1	0,54	15	0,54	**42**	0,28	5
Приамурье и Приморье	0,39	**38**	0,49	12	0,30	8	0,28	**19**	0,49	**28**
Восточная Сибирь	0,51	**38**	−0,07	0	0,73	**27**	0,49	**43**	0,84	**41**

Примечание. *b*, °С/10 лет — коэффициент линейного тренда, *D*, % — вклад тренда в дисперсию. Жирным шрифтом выделены оценки, статистически значимые на уровне значимости 0,5% и менее.

Из приведенных рядов (рис. 1) можно видеть, что самыми теплыми, в среднем по территории, были годы (в скобках указана величина соответствующих аномалий среднегодовой температуры): для земного шара — 1998 (0,55°С) и 2005, 2010 и 2003 гг. (0,48°С); для суши Северного полушария — 2007, 2010 и 1998 гг. (1,04, 0,98 и 0,96°С соответственно); для России — 2007, 1995 и 2008 гг. (2,06, 2,04 и 1,88°С) (значения средней глобальной температуры у поверхности в 2005, 2010 и 2003 гг. различались менее чем на 0,05°С, аномалии температуры составляли соответственно 0,482, 0,477 и 0,475°С).

Таким образом, 2010 г. по среднегодовой температуре фактически был в целом для земного шара и для континентов Северного полушария вторым самым теплым за период инструментальных наблюдений, а для России он оказался лишь на 23-м месте (аномалия 0,65°С). Следует, однако, отметить, что в России в 2010 г. было рекордно жаркое лето и экстремально теплая осень, но из-за экстремально холодной зимы среднегодовая температура оказалась лишь на 0,65°С выше нормы (Доклад об особенностях климата... , 2011).

Тренд потепления 1976—2010 гг. составил для земного шара 0,167°С/10 лет при вкладе в дисперсию 77,0%. Для суши Северного полушария и России аналогичные оценки равны соответственно 0,325°С/10 лет (76,9%) и 0,437°С/10 лет (33,6%). Таким образом, все

три ряда с доверительной вероятностью более 99,9% подтверждают (в среднем для рассматриваемых территорий) факт продолжающегося современного потепления. Однако пространственная картина трендов не столь однозначна: интенсивность тренда и даже знак меняются от сезона к сезону и по территории (рис. 2). Вклад трендов в суммарную изменчивость зимней регионально осредненной температуры статистически незначим во всех рассмотренных регионах России (табл. 1) даже на 5%-ном уровне значимости. Летом, напротив, статистическая значимость оценок подтверждается на уровне значимости не более 0,5% для всех регионов, кроме Западной Сибири.

В заключение представляется уместным сделать несколько замечаний о надежности количественных оценок статистических характеристик метеорологических величин, осредненных по разным отрезкам времени (сутки, месяцы, годы и т. д.) и областям пространства (географические области, страны, континенты и океаны, полушария и т. д.).

Во-первых, полнота и качество инструментальных наблюдений за температурой воздуха, формирование массивов данных, методы их обработки и оценивания существенно менялись при развитии методов измерений и наблюдательных сетей. По этой причине результаты оценок трендов температуры, полученные разными группами ученых в разных странах, отличаются друг от друга.

Во-вторых, термины и методы эмпирических исследований, используемые климатологами прошлого, а часто и настоящего времени, не всегда соответствуют строгим методам математической статистики и компьютерным программам статистического анализа в современных пакетах. Примером может служить использование термина “типизация” для результатов квантования непрерывной случайной величины (например, аномалия выше, ниже и около нормы).

Особо следует подчеркнуть, что пространственные поля трендов температуры воздуха непрерывны в пространстве и существенно меняются в зависимости от региона, сезона и рассматриваемого периода. Тренды осредненной по пространственным областям температуры (адекватные пространственно осредненным трендам) определенно представляют научный интерес (для анализа трендов температуры Земли, полушарий, моря и суши и т. д.) и интерес для потребителей (для территорий государств, федеральных округов и т. д.). Однако для введения специальных “типов” или “регионов” однородных изменений климата нет достаточных научных оснований.

Динамические нормы и динамические аномалии

Напомним, что традиционно в долгосрочном прогнозе в качестве предсказываемых величин (предиктантов) используется так называемая “аномалия” (месячная или сезонная), т. е. отклонение текущего значения прогнозируемой переменной (средней за месяц или сезон конкретного года) от средней многолетней за базовый период (в настоящее время 1961—1990 гг.). Даже для температуры воздуха временной ряд таких аномалий, как показывает опыт, не обладает свойствами рядов, для которых разработаны статистические методы прогноза (стационарность, эргодичность и т. д.). Доступный ряд инструментальных наблюдений к тому же очень ограничен (50—100 лет!) при весьма большой многомерности (число независимых пунктов наблюдений порядка сотен!). Поиск прогностических признаков для долгосрочного прогноза аномалий температуры (на месяц — сезон — год) учеными XX в. осуществлялся среди характеристик синоптических процессов с учетом сезонности, но без учета изменений климата.

В настоящей работе предлагается новый подход к формированию предиктанта с использованием концепции динамических норм и динамических аномалий. Он рассматривается здесь на примере данных о среднемесячной температуре приземного воздуха на станциях постсоветской территории.

В соответствии с предложенной методологией динамические нормы региональной (локальной) температуры конкретного сезона рассчитываются как отклик на изменение глобальной температуры, используемой в роли индикатора глобальных изменений климата. Точнее, динамические нормы рассчитываются методом наименьших квадратов (линейная регрессия) с глобальной температурой одноименного месяца в качестве регрессора (последняя предварительно сглажена 11-летним фильтром). Динамические нормы оцениваются по периоду определенной длины (21—31—41 год) и экстраполируются на один год, непосредственно следующий за периодом оценивания. Наиболее эффективным в качестве базового периода представляется период в 31 год.

В качестве предсказываемых величин предлагается использовать отклонения температуры воздуха от этих динамических норм, которые, таким образом, уже не содержат ни межсезонных изменений, ни текущих многолетних трендов (изменений климата!). Рабочая гипотеза состоит в том, что прогностические признаки, характеризующие начальные циркуляционные и синоптические условия, обусловливают формирование именно этих динамических аномалий, а поправку на сезонность и изменение климата

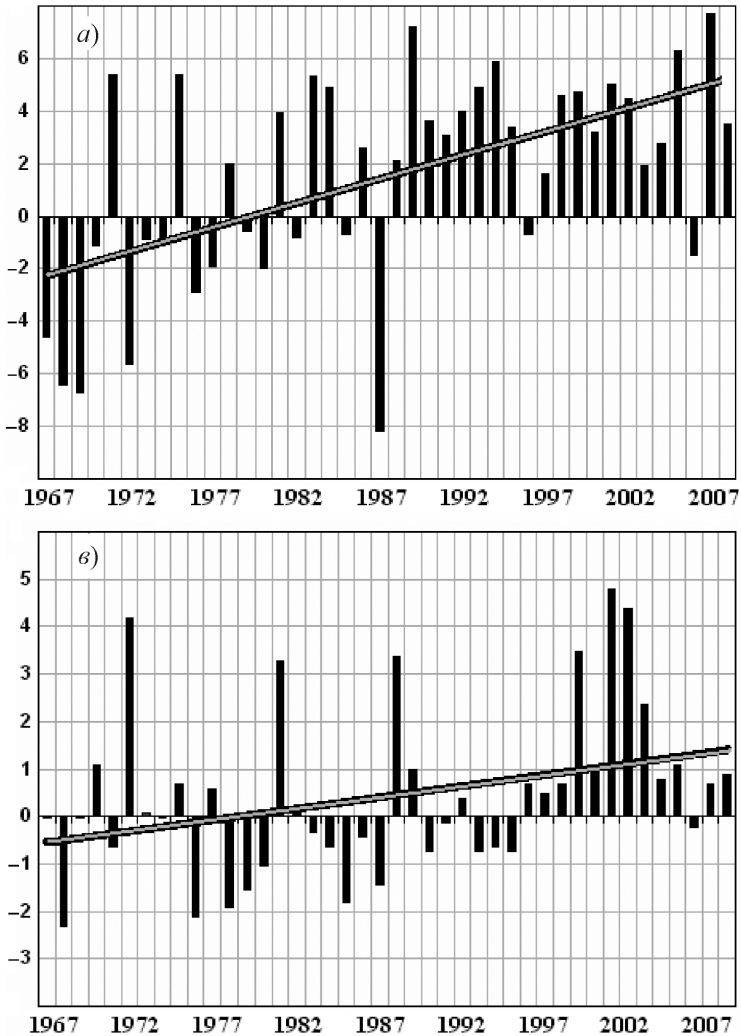
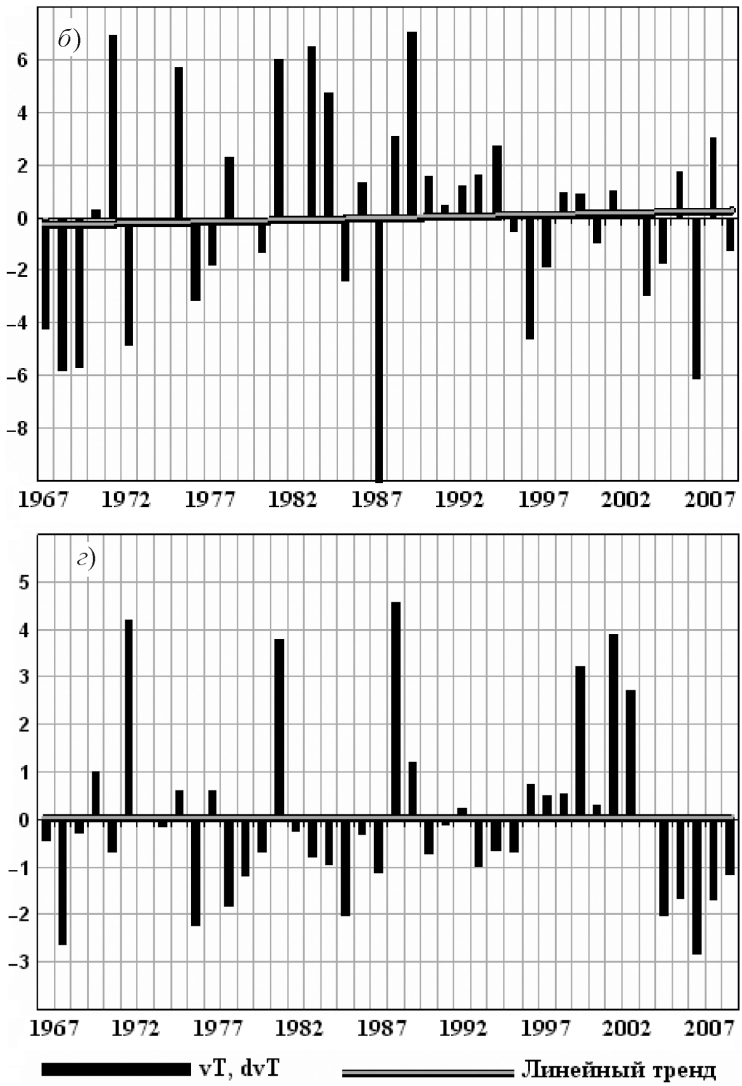


Рис. 3. Временной ход аномалий среднемесячной температуры в традиционные аномалии; *б*, *г* — динамические аномалии,

нужно будет ввести непосредственно в прогноз (например, в терминах тех же динамических норм).

На рис. 3 для примера приведены временные ряды традиционных и динамических аномалий среднемесячной температуры в Москве для



Москве в течение 1967—2008 гг. в январе (*а*, *б*) и июле (*в*, *г*). *а*, *в* — прямая — линейный тренд.

января и июля. Первые рассчитаны как отклонения от постоянных норм 1961—1990 гг., а вторые — от динамических норм с длиной базового периода $N = 31$ (регрессия на глобальную температуру, оцененная за предшествующее 31-летие). Для наглядности проведен

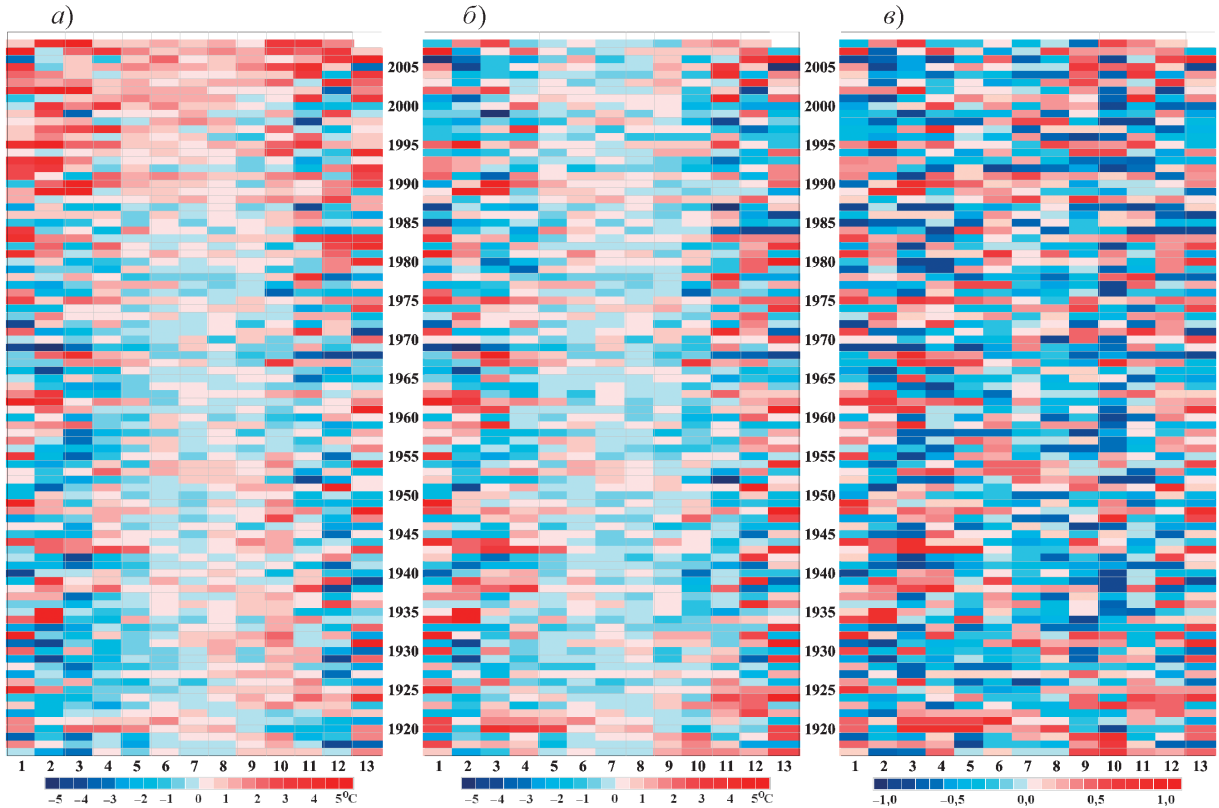


Рис. 4. Изменение аномалий среднемесячной температуры приземного воздуха, осредненной по территории России за 1910—2008 гг. *а* — традиционные, *б* — динамические, *в* — нормированные динамические аномалии.

линейный тренд, оцененный за весь период с 1967 по 2008 г. Отсутствие тренда в ходе динамических аномалий (в отличие от традиционных аномалий) весьма убедительно.

Аналогичные среднемесячные аномалии температуры (в среднем для территории России), традиционные и динамические, для всех месяцев года приведены на рис. 4. Здесь же приведены нормированные динамические аномалии, выраженные в долях стандартных отклонений динамических аномалий. Для наглядного отображения чередования аномалий разного знака и интенсивности здесь использована мозаичная диаграмма в координатах месяц — год (X — месяц, Y — год), поскольку интерполяция аномалий одноименных месяцев за соседние годы была бы необоснованной. Для наглядности горизонтальная шкала дополнена тринадцатым месяцем, дублирующим январь следующего года.

Можно видеть (как и на рис. 3), что процесс многолетних изменений динамических аномалий гораздо более близок к статистически стационарному процессу. Традиционные аномалии дают информацию больше об изменении климата, тогда как в динамических аномалиях составляющая, связанная с изменением климата, исключена. Нормированные аномалии образуют практически стационарный процесс, не содержащий многолетних и сезонных трендов (этот вывод был дополнительно подтвержден оценками по критерию серий Вальда — Вольфовица).

Прогностическая ценность динамических норм для прогноза среднемесячной температуры воздуха на территории СНГ с заблаговременностью 1 год

Интересно оценить прогностическую информативность самих динамических норм, рассматривая их как некий “промежуточный” прогноз, являющийся определенным усовершенствованием климатического прогноза. Оценка получена здесь по данным наблюдений за температурой приземного воздуха на 70 станциях СНГ (рис. 5), официально принятых в Гидрометцентре России в качестве базовой сети для оценки качества месячных и сезонных прогнозов (ежемесячно оцениваются официальные прогнозы и прогнозы, проходящие процедуру оперативных испытаний). Для эксперимента выбран период с середины 1930-х годов (до 1936 г. данные станционных наблюдений неоднородны и содержат большое число пропусков), так что оценку успешности прогнозов имеет смысл начать с середины 1960-х годов (по истечении 31-летнего базового периода, необходимого для оценки динамических норм начального года). Отметим также, что на ряде станций ближнего зарубежья отсутствуют данные после середины 1990-х годов в связи с

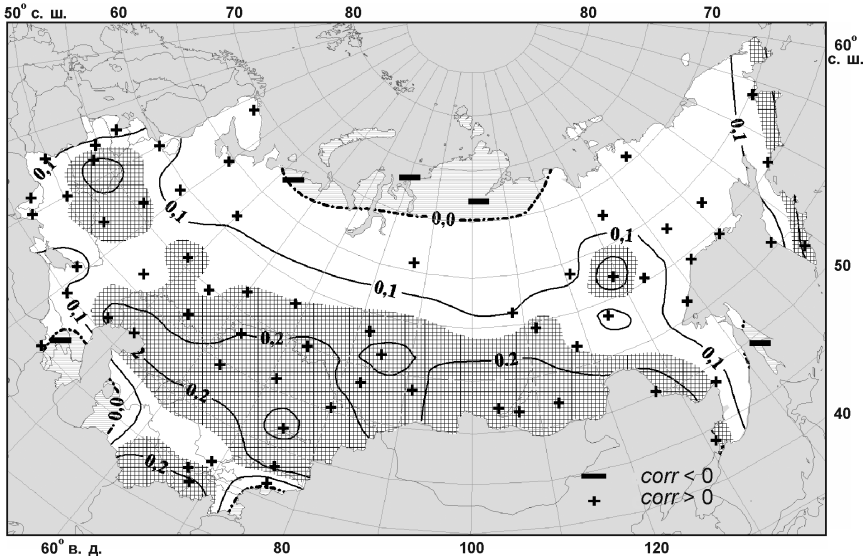


Рис. 5. Географическое распределение коэффициентов корреляции между ходом динамических норм (прогноз) и температурой по данным наблюдений на станциях СНГ за период 1967—2008 гг. Знак корреляции указан в точках расположения станций; перекрестная штриховка — область оценок, статистически значимых на 1%-ном уровне значимости; области отрицательной корреляции затенены.

разрушением наблюдательной сети в период распада СССР. Из-за этого в данном эксперименте следует считать наиболее репрезентативными оценки с середины 1960-х годов на российских станциях (49 станций из 68 наиболее полных станций СНГ).

В качестве показателей успешности (или ошибочности) группы прогнозов на конкретной станции используются: средняя ошибка e, средняя абсолютная a, квадратическая q и относительная δ ошибки и коэффициент корреляции *corr*. Совокупность прогнозов на каждой станции за период испытаний 1967—2008 гг. представлена 504 значениями (42 года × 12 месяцев). Региональные оценки включают: средние и экстремальные из соответствующих станционных значений и показатель сходства полей по знаку аномалии ρ.

Таким образом, точечные оценки характеризуют качество совокупности прогнозов на всем рассматриваемом временном интервале (504 прогноза за 42 года) для каждой отдельно взятой станции, а региональные — качество прогнозов (индивидуального или за период испытаний) для региона в целом, т. е. сходство предсказанного и фактического полей (в каждом прогнозе и по совокупности). Оценки получены параллельно для динамических и

Таблица 2

Оценки успешности точечных прогнозов среднемесячных аномалий температуры за период испытаний 1967—2008 гг. для динамических норм и традиционного климатического прогноза, обобщенные по территории СНГ и России

Статистика	Динамические нормы					Традиционный климатический прогноз	
	corr	*e*	*a*	*q*	δ	*e*	*q*
СНГ (68 станций)							
Среднее	0,14	0,06	1,97	2,68	1,04	0,42	2,61
Минимум	−0,04	−0,35	1,15	1,51	0,99	−0,03	1,56
Максимум	0,29	0,43	2,97	3,96	1,10	0,75	3,77
Россия (49 станций)							
Среднее	0,13	0,09	2,05	2,79	1,04	0,41	2,70
Минимум	−0,04	−0,19	1,15	1,50	0,99	0,05	1,56
Максимум	0,29	0,44	2,97	3,99	1,08	0,74	3,76

Примечание. Оценки *corr*, *e*, *a*, *q*, δ получены для каждой станции по совокупности 504 прогнозов за 1967—2008 гг. и затем обобщены по станциям региона.

традиционных норм. В последнем случае в качестве прогноза всегда предлагается поле нулевых аномалий. Понятно, что для таких прогнозов оценки корреляции и сходства полей по знаку не имеют смысла.

Результаты эксперимента представлены на рис. 5 и в табл. 2 и 3 (точечные и региональные оценки для территории России и территории СНГ). Оценки q и δ получены как средние квадратические значения (осредняются квадраты индивидуальных значений, и из среднего квадрата извлекается квадратный корень). Экстремальные значения указывают диапазон колебаний точечных значений на территории региона. На рисунке знаками плюс и минус указан знак корреляции непосредственно в точках расположения станций. Область значимой корреляции на 1%-ном уровне значимости указана перекрестной штриховкой.

Наиболее существенными представляются следующие два момента. Во-первых, явное преобладание положительной корреляции между ходом динамических норм и фактическим ходом температуры практически на всех станциях (за исключением пяти станций: Тбилиси, Поронайск, Нарьян-Мар, о. Диксон и Хатанга, расположенных к тому же в зонах с менее надежными данными наблюдений). По-видимому, используемые динамические нормы действительно отражают общую тенденцию в изменении регио-

Таблица 3

Оценки успешности прогнозов поля среднемесячных аномалий температуры на всей территории СНГ и его европейской территории для динамических норм и традиционного климатического прогноза, обобщенные за период испытаний 1967—2008 гг.

Статистика	Динамические нормы					Традиционный климатический прогноз	
	corr	*e*	*a*	*q*	δ	*e*	*q*
СНГ (68 станций)							
Среднее	0,02	−0,05	1,97	2,68	0,10	3,30	0,91
Минимум	−0,78	−6,14	0,71	0,89	−0,71	1,01	−1,06
Максимум	0,77	4,43	6,14	7,12	1,00	10,80	3,43
Европейская часть СНГ (23 станции)							
Среднее	0,02	−0,02	2,01	2,67	0,04	4,26	0,95
Минимум	−0,87	−6,29	0,42	0,58	−1,00	0,87	−2,28
Максимум	0,87	6,02	6,68	7,37	1,00	22,76	3,34

Примечание. Оценки *corr*, *e*, *a*, *q*, δ получены для каждого годо-месяца по станционным значениям (на 68 или 49 станциях) и затем обобщены по 504 прогнозам за 1967—2008 гг.

нальной и локальной температуры на 30-летних временных интервалах. Понятно, что традиционный климатический прогноз (нулевое поле аномалий) таким свойством не обладает по определению.

Второе важное обстоятельство касается средней ошибки. При использовании в качестве прогноза динамических норм средняя ошибка колеблется около 0,06°С в почти симметричном интервале (от −0,35 до 0,43°С), тогда как при традиционном подходе имеет место явное смещение: среднее значение 0,42°С, а область изменения от −0,3 до 0,75°С. Это смещение определенно связано с современным потеплением климата, вследствие которого по мере удаления от традиционного базового периода увеличивается разрыв между наблюденной температурой и нормой 1961—1990 гг. Различия между динамическими нормами и традиционным климатическим прогнозом в терминах абсолютной и квадратической ошибок, как и относительной ошибки, несущественны.

Вторая группа оценок представлена в табл. 3. Здесь объектом оценивания является прогностическое поле значений аномалий температуры на 68 станциях, относящихся к единому сроку прогноза (годо-месяцу). Показателями являются перечисленные выше пространственные статистики, так что каждая из шести оценок отображается временным рядом из 504 значений месячной дискретности. В таблице приведены оценки, обобщенные по этим

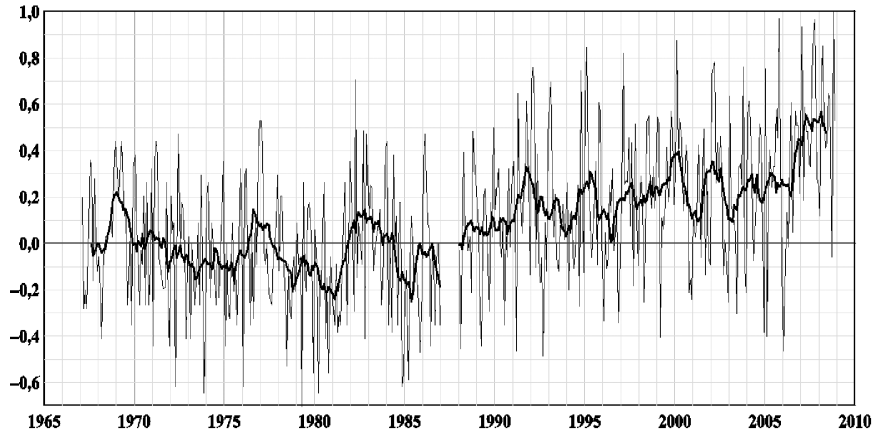


Рис. 6. Ход показателя успешности ρ динамических норм в качестве прогноза полей среднемесячных аномалий температуры для европейской территории СНГ (23 станции) в течение 1967—2008 гг. Сглаженные кривые получены 13-месячным осреднением.

504 значениям (также в терминах среднего и двух экстремумов и с квадратическим осреднением для *q*). На рис. 6 приведен ход оценки ρ за 1967—2008 гг., рассчитанной для каждого прогноза по 68 станциям на территории СНГ (сходство по знаку полей динамических норм (прогноз) и фактически наблюдавшихся традиционных аномалий). Ход оценок приведен с месячным разрешением (ломаная линия). Сглаженная кривая получена скользящим 13-месячным осреднением. Основная особенность — наличие определенной тенденции к улучшению оценок к концу периода.

Дополнительно на едином материале было выполнено сопоставление оценок прогностической успешности динамических норм и шести реальных прогностических методик, проходящих оперативные испытания в Гидрометцентре России в 2006—2007 гг. (здесь не приводятся). Оказалось, что динамические нормы уже сами по себе обеспечивают успешность, сопоставимую с существующими методиками. При этом динамические нормы испытаны здесь лишь в качестве "промежуточного предиктанта", учитывающего изменения климата и сезонный ход температуры. Предполагается, что в конечной прогностической системе основным предиктантом будут динамические аномалии, и для их прогноза будут привлечены характеристики макросиноптических процессов, формирующих эти аномалии.

Регрессионный прогноз динамических норм и годовых экстремумов температуры воздуха в Российской Федерации

В настоящее время утвердилось мнение (IPCC, 2007), что основным фактором наблюдаемого потепления климата является изменение концентрации парниковых газов в атмосфере, которое зависит от человеческой деятельности и которое будет зависеть от пока еще не определенных международных договоренностей типа Киотского протокола. В Четвертом отчете МГЭИК (IPCC, 2007) рассматриваются результаты для нескольких сценариев, из которых следует, что оценка ожидаемых изменений температуры воздуха существенно зависит от сценария, хотя для первых 30 лет между сценариями нет больших различий. Показано также, что модели недостаточно адекватно воспроизводят региональные изменения температуры в умеренных широтах Северного полушария и, в частности, на территории России. Надежность оценок предстоящих изменений сумм осадков по современным моделям при этом существенно ниже. Данный результат подтверждается также и оценками в работах авторов (Израэль и др., 2008).

Этот вывод побудил авторов воспользоваться ранее полученными результатами (Груза, Ранькова, 2009), в которых была показана правомерность и целесообразность оценки предстоящих, в пределах ближайших десятилетий, изменений приповерхностной температуры крупных регионов средствами регрессионного анализа с концентрацией диоксида углерода в качестве предиктора. На рис. 7 такой прогноз продублирован в сравнении с аналогичным прогнозом изменений глобальной температуры воздуха на предстоящее столетие, опубликованным М. И. Будыко (Будыко, 1972). Здесь на верхнем фрагменте изображен регрессионный прогноз ожидаемых изменений средней температуры воздуха над сушей Северного полушария в XXI в. при предписанном сценарием SRES A1B изменении концентрации CO_2 (*1* — регрессия, *2* — наблюдения). Нижний рисунок воспроизводит прогноз М. И. Будыко: *1* — вековой ход сглаженных аномалий средней температуры воздуха в Северном полушарии; *2* — ожидаемое изменение средней температуры нижнего слоя атмосферы, обусловленное увеличением концентрации CO_2.

Близкое соответствие этих прогнозов очевидно, хотя авторы использовали для прогноза доступные современные данные о температуре воздуха и концентрации диоксида углерода до 2005 г. Оценка регрессии выполнена здесь на отрезке 1976—2005 гг., а изменение концентрации CO_2 на период прогноза (до 2050 г.) взято из сценария SRES A1B МГЭИК (следует отметить, что увеличение концентрации диоксида углерода на 2006—2035 г. практически

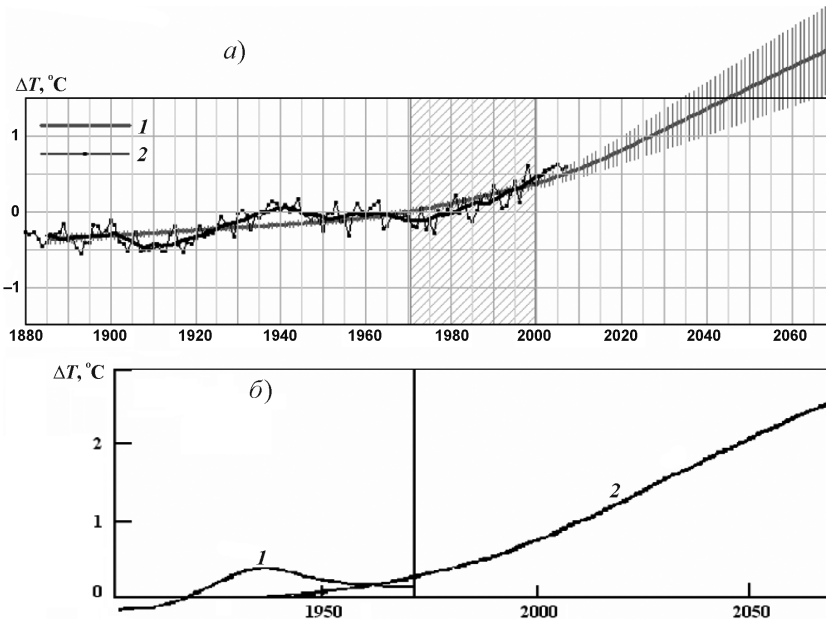


Рис. 7. Современный регрессионный прогноз изменения средней температуры Северного полушария (*а*) и прогноз М. И. Будыко (1972) (*б*). Условные обозначения см. в тексте.

одинаково для всех сценариев МГЭИК). Использование полученной регрессии для оценки температуры воздуха до 1975 г. (эпигноз) показало хорошее совпадение прогностических значений с наблюдавшейся температурой. Данный результат подтверждает, что увеличение концентрации диоксида углерода является основным фактором современного глобального потепления, которое началось в конце XIX века и продолжается в настоящее время.

На рис. 8 проиллюстрирован результат использования описанного регрессионного метода для оценки предстоящих локальных изменений среднегодовой температуры, ее годовых максимумов и минимумов непосредственно в точках расположения метеорологических станций (черные кривые). Наряду с регрессионными средними оценками (гладкие кривые) в каждой точке временного ряда были получены еще и их 95%-ные доверительные интервалы (вертикальные отрезки). Для всех трех станций, выбранных из разных географических районов России вдоль 50° с. ш. (Елатьма (54,95° с. ш., 41,77° в. д.), Курган (55,47° с. ш., 65,4° в. д.) и Нижне-

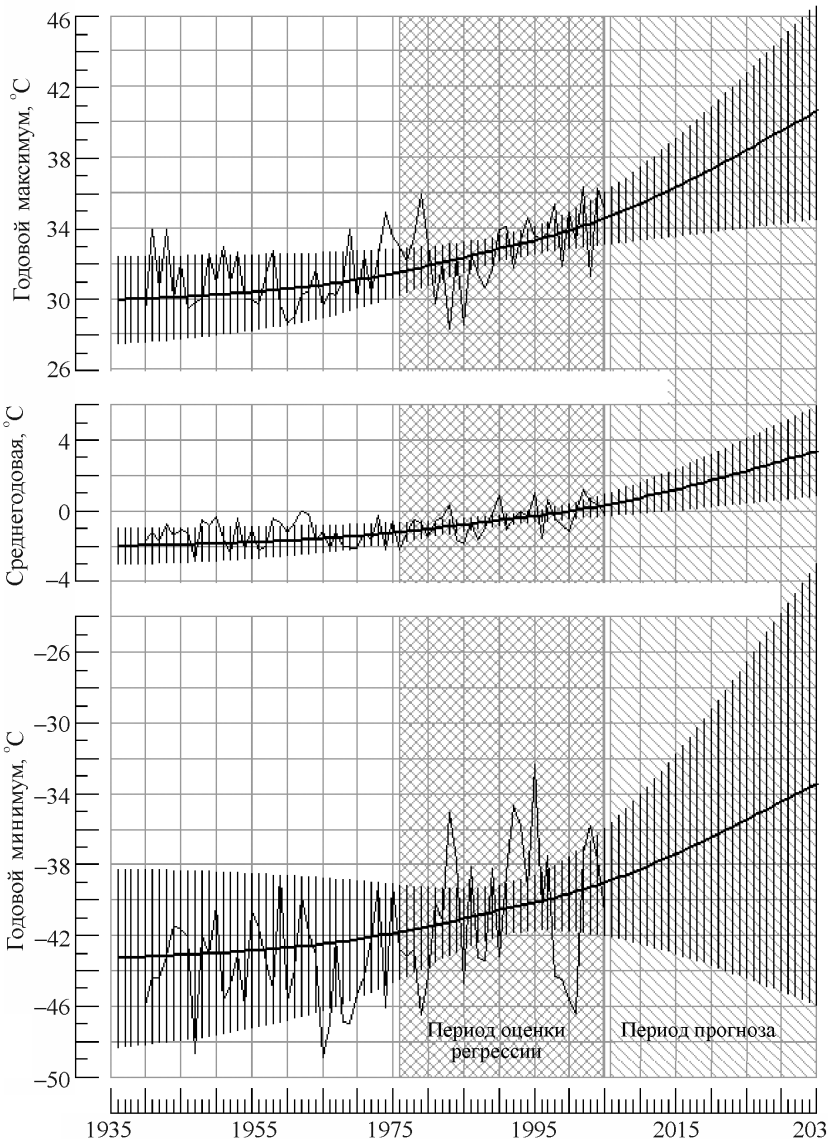


Рис. 8. Пример регрессионного прогноза среднегодовой температуры (в центре), годового максимума (вверху) и годового минимума (внизу) с использованием концентрации диоксида углерода в качестве регрессора по данным на станции Нижнеудинск (50°53′ с. ш., 99°02′ в. д.).

удинск (54,88° с. ш., 99,03° в. д.)) результат оказался положительным (на рис. 8 приведен пример прогноза для станции Нижнеудинск).

Аналогичные прогностические оценки изменения 30-летних норм среднегодовой температуры воздуха, годовых максимумов и годовых минимумов температуры до 2050 г. были получены затем для всех 223 доступных станций СНГ. Из этих прогнозов для каждой из 223 станций был извлечен прогноз изменения рассматриваемых трех годовых температурных переменных от исходного 30-летия (1976—2005 гг.) к следующему 30-летию (2006—2035 гг.). Полученные таким образом оценки представляют детализированную в пространстве информацию об ожидаемых в ближайшем будущем локальных изменениях температурного режима на территории СНГ (рис. 9). В соответствии с этим прогнозом на территории России наибольший интерес, по-видимому, представляет территория Пермского края и восточная часть Республики Коми, где следует ожидать (при осуществлении сценария SRES A1B) существенного повышения годовых минимумов (на 6—14°С). Небольшого понижения годовых минимумов можно ожидать в Алтайском крае и заметно более существенного (на 1—3°С) в Магаданской области и на о. Сахалин. Среднегодовая температура на всей территории России может повыситься на 1—2°С, а в Тюменской области и на западе Таймырского автономного округа можно ожидать незначительного понижения годовых максимумов. На большей части территории Средней Азии и на юге Казахстана, в соответствии с этим прогнозом, температурный режим должен стать более мягким: можно ожидать, что зимы существенно потеплеют (увеличение годовых минимумов), а летние сезоны станут менее жаркими (снижение годовых максимумов, особенно заметное в Туркмении). Напомним, что прогноз ориентирован на изменение концентрации CO_2 по сценарию SRES A1B. Однако в период 2006—2035 гг. увеличение концентрации в атмосфере CO_2 практически совпадает для всех сценариев МГЭИК.

Аналогичным образом можно получить прогноз для любого региона, обеспеченного данными наблюдений о прогнозируемых величинах. На рис. 10 приведен пример такого прогноза для Алтае-Саянского экорегиона (Ранькова, Груза, 2011). Этот прогноз детализирует информацию рис. 9 для Алтае-Саянского экорегиона. В частности, в ближайшие 20—30 лет можно ожидать сравнительно однородное повышение норм среднегодовой температуры и годовых максимумов (соответственно на ~2,5 и 3—4°С) на большей части территории экорегиона. Ожидаемое повышение годовых минимумов менее однородно: в Саянах оно может достичь 5—6°С (в Красноярской и Иркутской областях), к юго-западу оно постепенно уменьшается и на Алтае даже меняет знак (годовые минимумы здесь

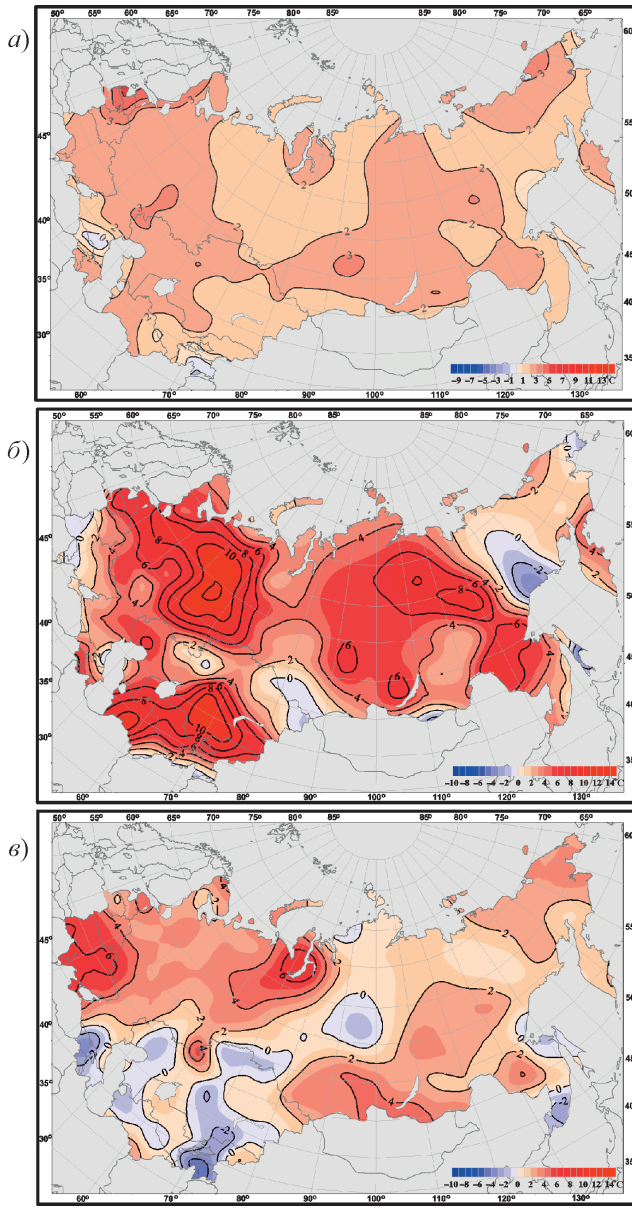


Рис. 9. Регрессионный прогноз изменения 30-летних норм характеристик температурного режима на территории СНГ от 1976—2005 гг. к 2006—2035 гг. при предписанном сценарием SRES A1B изменении концентрации диоксида углерода. *а* — среднегодовая температура; *б* — годовой минимум; *в* — годовой максимум.

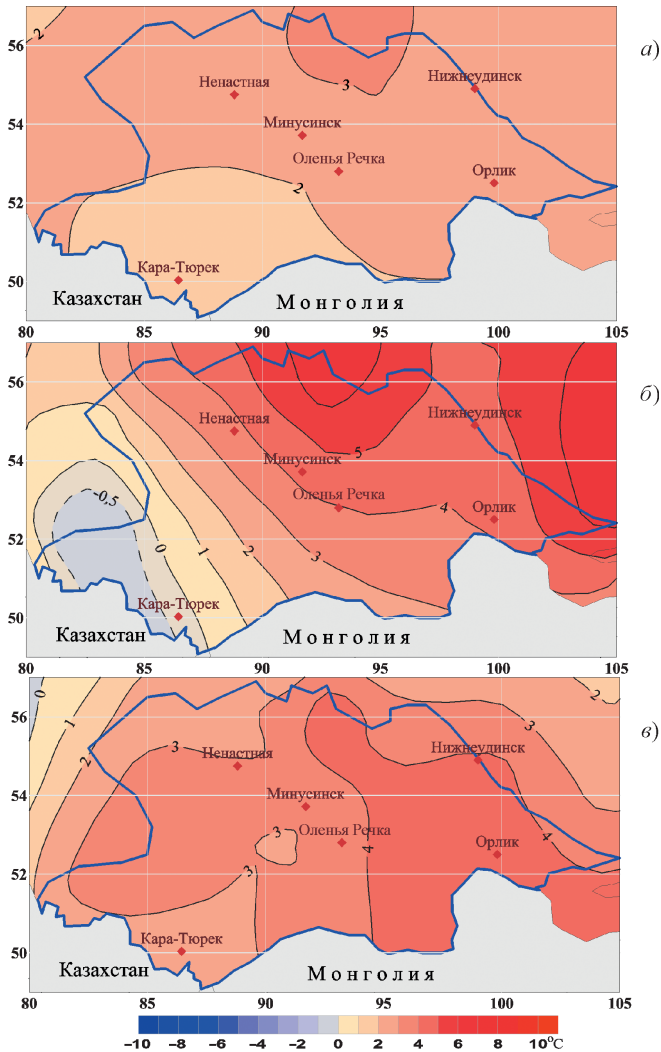


Рис. 10. То же, что на рис. 9, для территории Алтае-Саянского экорегиона.

должны сохраниться по прогнозу на прежнем уровне или даже незначительно понизиться). Отметим, что результаты моделирования не дали для этого региона надежного однозначного результата.

Заключение

В настоящей статье авторы подвели некоторый итог работы по мониторингу климата Российской Федерации в части температуры приземного воздуха, изложили новый подход к определению динамических норм и динамических аномалий и их использованию при создании новых методов метеорологических прогнозов, а также предложили вариант регрессионного прогноза изменений температуры воздуха на территории России на три десятилетия.

В частности, приведены новейшие данные (включая данные 2010 г.) о современных тенденциях в изменении температурного режима на постсоветской территории. Показано, что данные наблюдений за 1976—2010 гг. с доверительной вероятностью более 99,9% подтверждают (в среднем для крупных территорий, таких как земной шар, суша Северного полушария, Россия) факт продолжающегося современного потепления. Однако пространственная картина трендов не столь однозначна: интенсивность тренда и даже знак и вклад в суммарную изменчивость меняются в зависимости от сезона, региона и рассматриваемого периода. Тренды осредненной по пространственным областям температуры (адекватные пространственно осредненным трендам) определенно представляют научный интерес (для анализа трендов температуры Земли, полушарий, моря и суши и т. д.) и интерес для потребителей (для территорий государств, федеральных округов и т. д.). Однако для введения специальных “типов” или “регионов” однородных изменений климата нет достаточных научных оснований.

Сформулирована концепция динамических норм и динамических аномалий температуры приземного воздуха, которые учитывают текущие тенденции в изменении климата и межсезонную изменчивость, и предложен вариант регрессионного адаптивного метода вычисления таких динамических норм как функции индикатора глобальных изменений климата. Приведены некоторые оценки полезности динамических норм в качестве промежуточных прогнозов (аналог климатического прогноза в условиях меняющегося климата).

Составлен прогноз климатических изменений приземной температуры воздуха (то есть динамических норм) и ее годовых экстремумов на территории России в течение нескольких десятилетий с использованием в качестве регрессора концентрации диоксида углерода. Показано, что этот подход целесообразно использовать для вероятностной оценки ожидаемых изменений климата (так называемый “стратегический прогноз”) на ближайшие 2—3 десятилетия.

Предлагается в будущем при поиске методов прогноза погоды (температуры воздуха) на сроки, превышающие предел предсказуемости, т. е. на месяц — сезон — год, искать связи характеристик текущих макросиноптических процессов с будущими динамическими аномалиями и совершенствовать методы оценки предстоящих климатических изменений температуры воздуха.

Благодарность

Авторы выражают глубокую благодарность Э. В. Рочевой, Т. В. Платовой, О. Ф. Самохиной, Ю. Ю. Соколову за постоянную помощь в работе, а также Р. М. Вильфанду и С. М. Семенову за полезные обсуждения содержания статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00629а, 09-05-13570-офи_ц, 11-05-00326а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Будыко М. И. 1972. Влияние человека на климат. Л.: Гидрометеоиздат. 47 С.

Володин Е. М., Дианский Н. А. 2006. Моделирование изменений климата в XX—XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 42, № 3. С. 1—16.

Говоркова В. А., Катцов В. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В., Школьник И. М. 2008. Климат России в XXI веке. Часть 2. Оценка пригодности моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3 для расчетов будущих изменений климата России. Метеорология и гидрология. № 8. С. 5—19.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 1989. Мониторинг и вероятностный прогноз короткопериодных колебаний климата. В кн.: Шестьдесят лет центру гидрометеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат. С. 148—170.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2003. Колебания и изменения климата на территории России. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 39, № 2. С. 1—20.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2004. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. Метеорология и гидрология. № 4. С. 50—66.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2009. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. № 11. С. 15—29.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Платова Т. В. 2010. Оценка сезонных особенностей региональных проявлений изменения глобального климата. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXIII. М.: ИГКЭ. С. 11—22.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В. 2007. Климатические изменения температуры воздуха на территории России по данным инструментальных наблюдений. Бюллетень “Использование и охрана природных ресурсов в России”. № 3. С. 41—48.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В. 2008. Изменения климата на территории России: температура воздуха и атмосферные осадки. В кн.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 6. Изменения климата: влияние земных и внеземных факторов. Отв. ред. Г. С. Голицын. М.: ИФА РАН, ИФЗ РАН. С. 11—23.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год. 2011. М.: Росгидромет. 66 С.

Израэль Ю. А., Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2008. Предел предсказуемости и стратегический прогноз изменений климата. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXII. М.: ИГКЭ. С. 7—26.

Мелешко В. П., Катцов В. М., Говоркова В. А., Спорышев П. В., Школьник И. М., Шнееров Б. Е. 2008. Климат России в XXI веке. Часть 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3. Метеорология и гидрология. № 9. С. 5—19.

Платова Т. В. 2007а. Климатическая характеристика некоторых показателей экстремальности температуры приземного воздуха и атмосферных осадков на территории России. Бюллетень "Использование и охрана природных ресурсов в России". № 1. С. 38—47.

Платова Т. В. 2007б. Климатические изменения некоторых характеристик температурного режима на территории России. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXI. СПб: Гидрометеоиздат. 2007. С. 146—159.

Ранькова Э. Я., Груза Г. В. 1998. Индикаторы изменений климата России. Метеорология и гидрология. № 1. С. 15—18.

Ранькова Э. Я., Груза Г. В. 2011. Изменения климата в российской части Алтае-Саянского экорегиона. В кн.: Изменение климата и его воздействие на экосистемы, население и хозяйство российской части Алтае-Саянского экорегиона: оценочный доклад. Под ред. А. О. Кокорина. М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF России). С. 15—37.

IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ С РАЗЛИЧНЫМИ ЕСТЕСТВЕННЫМИ И АНТРОПОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ: ОЦЕНКИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

И. И. Мохов[1)], *Д. А. Смирнов*[2)], *А. А. Карпенко*[1)]

Россия, 119017 Москва, Пыжевский пер., д. 3, Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН. [1)]mokhov@ifaran.ru, karpenko@ifaran.ru

Россия, 410019 Саратов, ул. Зеленая, д. 38, Институт радиотехники и электроники им. В. А. Котельникова РАН. [2)]smirnovda@yandex.ru

Реферат. Получены оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры (ГПТ) с середины XIX века с различными естественными и антропогенными факторами по эмпирическим данным на основе анализа причинности по Грейнджеру с использованием также кросс-вейвлетного анализа. Наряду с вариациями солнечной и вулканической активности и изменениями содержания в атмосфере диоксида углерода дополнительно оценивалась роль долгопериодных циклов в земной климатической системе, проявляющихся в вариациях угловой скорости вращения Земли и океанической циркуляции. На основе эмпирических регрессионных моделей сделан вывод о существенном влиянии естественных климатических циклов с периодами в несколько десятилетий только на относительно быстрые вариации ГПТ, тогда как определяющее влияние на долгопериодный тренд ГПТ на интервале порядка столетия оказывают изменения концентрации CO_2 в атмосфере. При учете этих факторов непосредственное влияние солнечной и вулканической активности на долгопериодные тренды ГПТ оценено существенно более слабым.

Ключевые слова. Глобальная приповерхностная температура воздуха, естественные и антропогенные факторы, оценка причинности, долгопериодные циклы, атлантическая мультидесятилетняя осцилляция, вращение Земли, концентрация CO_2, солнечная и вулканическая активность.

RELATIONSHIP OF GLOBAL SURFACE AIR TEMPERATURE CHANGES WITH VARIOUS NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS: ESTIMATES BASED ON OBSERVATIONS

I. I. Mokhov[1)], *D. A. Smirnov*[2)], *and A. A. Karpenko*[1)]

Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, 3, Pyzhevskii per., 119017 Moscow, Russia. [1)]mokhov@ifaran.ru, karpenko@ifaran.ru

Saratov Branch, Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics, RAS, 38, ul. Zelenaya, 410019 Saratov, Russia. [2)]smirnovda@yandex.ru

Abstract. Presented are the estimates of relationship of global surface air temperature (GSAT) changes since the middle of the 19th century with various natural and anthropogenic factors from empirical data on the basis of Granger causality estimation procedure also using cross-wavelet analysis. Analyzed is the contribution of long-period cycles in the Earth's climate system manifested in the variations of the angular velocity of Earth's rotation and oceanic circulation along with solar and volcanic activity variations and changes in the atmospheric carbon dioxide concentration. As it results from empirical regression models, natural climatic cycles with periods of several decades have essential influence on relatively short-term GSAT variations only, while the changes in atmospheric CO_2 concentration have a significant influence on a long-term GSAT trend on the centennial time scale. When taking into account these factors, the direct influence of solar and volcanic activity on the long-period GSAT trends is estimated to be considerabby weaker.

Key words. Global surface air temperature, natural and anthropogenic factors, causality estimation, Atlantic Multidecadal Osillation, Earth's rotation, CO_2 concentration, solar and volcanic activity.

Введение

Одной из ключевых современных проблем является оценка роли естественных и антропогенных факторов глобальных изменений климата. Естественная климатическая изменчивость, не связанная с внешними воздействиями, характеризуется широким спектром временных и пространственных масштабов, и трудно выделить на фоне естественной изменчивости эффекты антропогенного характера. Задача выделения антропогенного воздействия существенно усложняется эффектами нелинейности и стохастичности в климатической системе при внешних естественных квазициклических и нерегулярных воздействиях (Оценочный доклад..., 2008а, 2008б).

Судя по изменениям климата последнего столетия, естественные вариации климата играли существенную роль. В XX в. отмечались два периода потепления, в частности в средних и высоких широтах Северного полушария, с 1910-х до 1940-х годов и с 1970-х годов. Этим вариациям соответствуют квазициклические изменения климата с периодом около 60 лет. В связи с этим уже давно высказывались сомнения в том, что на современные изменения климата влияют антропогенные факторы, и высказывались утверждения, что климатические изменения объясняются естественными факторами — собственными колебаниями в климатической системе или внешними воздействиями неантропогенного характера (Оценочный доклад..., 2008а).

Согласно (Мохов, Смирнов, 2009; Smirnov, Mokhov, 2009), вследствие изменения содержания CO_2 в атмосфере можно объяснить около трех четвертей тренда глобальной приповерхностной температуры в последние десятилетия. При этом не учитывался вклад климатических циклов, в частности не оценивалась роль вариаций температуры с периодом около 60 лет. Подобные вариации характерны для термохалинной циркуляции в Северной Атлантике, проявляются в изменениях угловой скорости вращения Земли (Оценочный доклад... ,2008а; Панин, Дзюба, 2006; Sidorenkov, 2009).

Цель данной работы — количественные оценки связи изменений ГПТ с разными естественными и антропогенными факторами по эмпирическим данным на основе анализа причинности по Грейнджеру (Granger, 1969) с использованием также кросс-вейвлетного анализа. По сравнению с (Мохов, Смирнов, 2008, 2009; Smirnov, Mokhov, 2009) наряду с вариациями солнечной и вулканической активности и изменениями содержания в атмосфере диоксида углерода дополнительно учитывались вариации вращения Земли и атлантической мультидесятилетней осцилляции (Atlantic Multidecadal Oscillation — AMO) с характерным периодом около 60 лет.

Данные и методы анализа

На рис. 1 приведены межгодовые изменения ГПТ (T) (http://www.cru.uea.ac.uk), потока солнечного излучения I (Lean et al., 2005), индекса вулканической активности V (Sato et al., 1993), содержания CO_2 в атмосфере c (Conway et al., 1994), длительности суток R (Sidorenkov, 2009), индекса AMO I_A (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO).

На рис. 2 представлены результаты вейвлет-анализа анализируемых переменных. Согласно рис. 2*а*, *б*, заметный вклад в изменчивость ГПТ вносят квазипериодические вариации с периодом около 60 лет. Вариации с близким периодом проявляются и в угловой скорости вращения Земли на рис. 2*и*, *к* и для индекса AMO I_A на рис. 2*л*, *м*. В спектрах для I и c вклад вариаций с подобной цикличностью четко не выделяется, а для V характерен даже минимальный вклад. В связи с этим следует ожидать, что анализ роли разных естественных и антропогенных факторов в формировании изменений ГПТ без учета факторов с подобной периодичностью будет недостаточно полным.

Причинность по Грейнджеру оценивалась с использованием попарного (линейного и нелинейного) и многокомпонентного (линейного) анализа аналогично (Мохов, Смирнов, 2008, 2009; Smirnov, Mokhov, 2009) с использованием эмпирических данных. Количественная характеристика причинно-следственной связи по

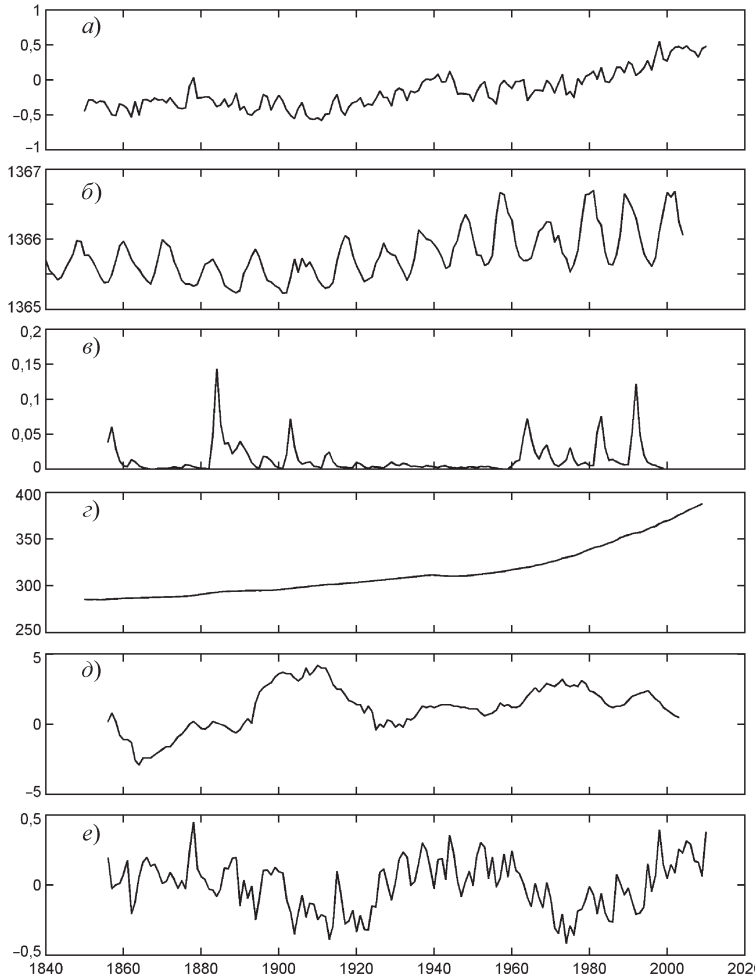


Рис. 1. Межгодовые изменения: ГПТ T (°C) (*а*), потока солнечного излучения I (Вт/м^2) (*б*), индекса вулканической активности V (*в*), содержания CO_2 в атмосфере c (млн$^{-1}$) (*г*), длительности суток R (мс) (*д*), индекса АМО I_A (*е*).

Грейнджеру рассчитывается как улучшение прогноза одной переменной при учете данных для другой по сравнению с вариантом без этого учета. Для этого строятся эмпирические модели для переменных x и y:

$$x_n = f(x_{n-1}, x_{n-d_x}, \ldots, y_{n-1-\Delta_{y\to x}}, \ldots, y_{n-d_{y\to x-\Delta_{y\to x}}}) + \xi_n,$$

$$y_n = g(y_{n-1}, y_{n-d_y}, \ldots, x_{n-1-\Delta_{x\to y}}, \ldots, x_{n-d_{x\to y-\Delta y}}) + \eta_n.$$

Здесь x_n и y_n — значения переменных x и y на временном шаге n; f и g — многочлены порядков K_x и K_y; d_x и d_y — индивидуальные размерности; $d_{y\to x}$ и $d_{x\to y}$ — число добавленных значений другого процесса (характеристики инерционности воздействий); $\Delta_{y\to x}$ и $\Delta_{y\to x}$ — времена запаздывания; ξ_n и η_n — нормальный белый шум.

Наряду с причинностью по Грейнджеру для анализа причинно-следственных связей использовался кросс-вейвлетный анализ (Jevreyeva et al., 2003), в том числе анализировались характеристики локальной когерентности и фазовые сдвиги.

Результаты анализа

В частности, проведенный многокомпонентный анализ показал, что межгодовые вариации ГПТ $T(t)$ с середины XIX века (по данным (http://www.cru.uea.ac.uk)) с временным шагом $\Delta t = 1$ год могут быть представлены в виде

$$T(t) = a_0 + \sum_{i=1}^{4} a_i T(t-i) + b_c c(t-1) + b_I I(t-1) + b_V V(t) + \\ + b_R R(t-1) + \eta(t). \qquad (1)$$

Здесь I — поток солнечного излучения (вариации солнечной постоянной, Вт/м^2); V — индекс вулканической активности, характеризуемой, в частности, вариациями оптической толщины слоя вулканического аэрозоля в атмосфере τ); c — содержание в атмосфере CO_2, изменения которого характеризуют антропогенные воздействия; R — вариации длительности земных суток; $\eta(t)$ — шум; a_i, b_c, b_I, b_V, b_R — коэффициенты многокомпонентной эмпирической модели.

При этом получено, что влияние антропогенного фактора c на современные изменения T на больших интервалах времени доминирует. Это влияние было оценено значимым на уровне $p = 0{,}00006$, тогда как значимость влияния вариаций R (длительности суток), V (вулканической активности) и I (потока солнечного излучения) была оценена на уровне 0,07, 0,15 и 0,6 соответственно. Отмечено, что эффекты переменной R проявляются для относительно короткопериодных изменений T без значимого вклада в долгопериодные тренды (в частности, столетние).

При попарном линейном анализе R и T рассматривалась совместная авторегрессионная (АР) модель

$$T_k(t) = a_{k,0} + \sum_{i=1}^{4} a_{k,i} T_k(t-i) + \sum_{i=1}^{d_{R\to T}} b_{k,i} R(t - i - \Delta_{R\to T}) + \eta_k(t), \qquad (2)$$

где $d_{R\to T}$ — размерность дополнения, связанного с R, а $\Delta_{R\to T}$ — пробное время запаздывания. Аналогичное представление исполь-

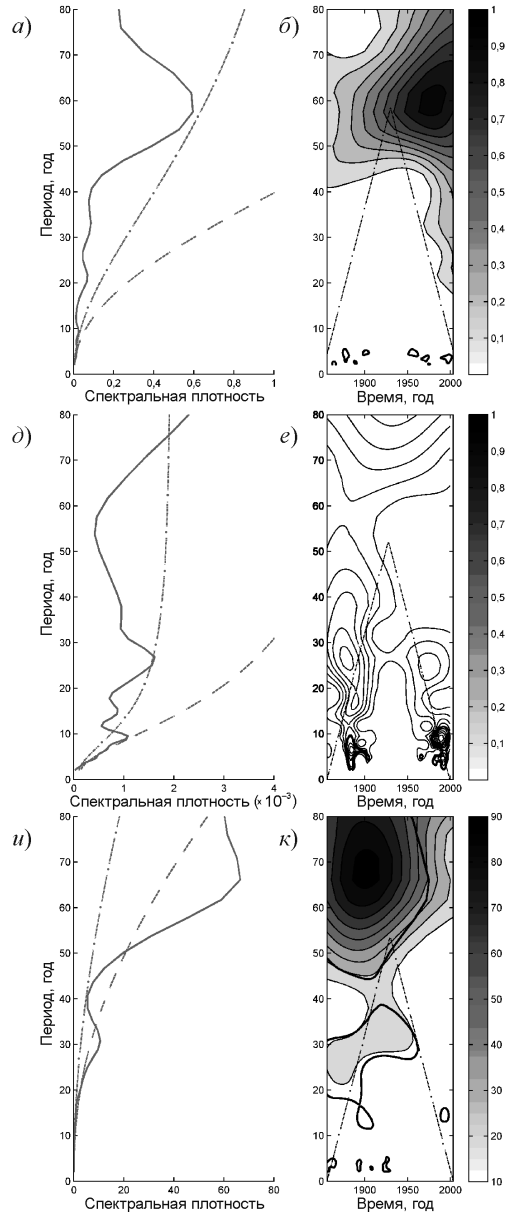
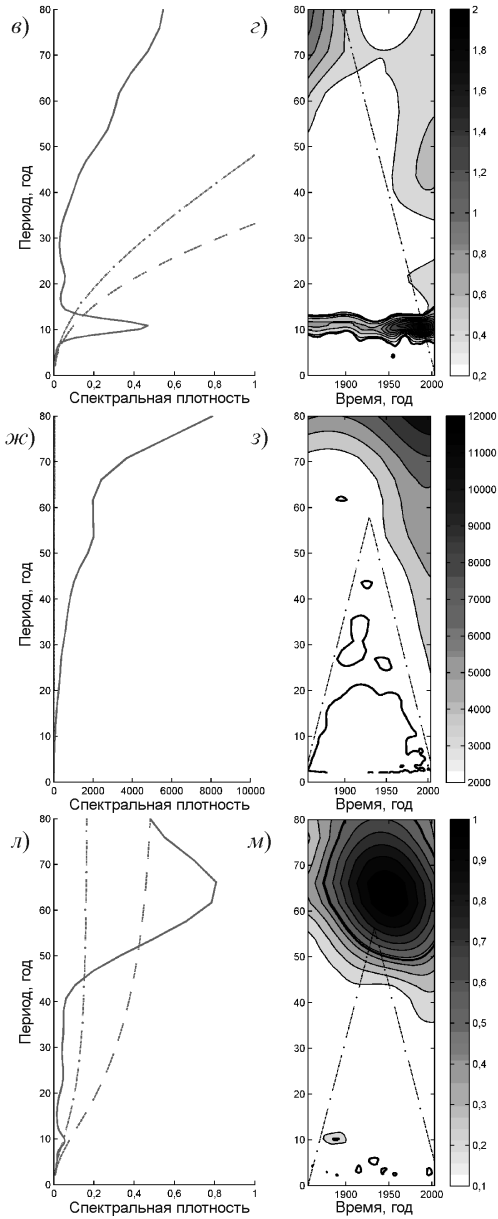


Рис. 2. Локальные (*б*, *г*, *е*, *з*, *к*, *м*) и интегральные (*а*, *в*, *д*, *ж*, *и*, *л*) вейвлет-спектры ности V (*д*, *е*), содержания CO_2 в атмосфере *с* (*ж*, *з*), продолжительности земных суток отделяют области краевых эффектов, а жирные линии ограничивают области, где мощ- уровне значимости $p = 0{,}05$. На интегральных спектрах штриховые линии показы- ма, а штрихпунктирные –



для ГПТ T (*а*, *б*), потока солнечного излучения I (*в*, *г*), параметра вулканической актив-
R (*и*, *к*) и индекса АМО I_A (*л*, *м*). На локальных спектрах штрихпунктирные линии
ность сигнала больше, чем ожидается для модели стационарного красного шума на
вают 95%-ный квантиль значений мощности для модели стационарного красного шу-
ее среднее значение.

зовалось для оценки обратного влияния ГПТ на R. По среднегодовым данным влияние T на R незначимо; некоторое влияние R на T проявляется, но уровень значимости ненадежный. При нелинейном анализе по среднегодовым данным выявлены только слабые признаки взаимного влияния R и T.

По среднемесячным данным проявляется значимое влияние T на R без запаздывания и с запаздыванием при линейном анализе и нелинейное влияние R на T с запаздыванием.

В случае многокомпонентного линейного анализа с дополнительным учетом по сравнению с (2) вариаций содержания CO_2 в атмосфере c, но без учета вариаций солнечной и вулканической активности, эмпирическая модель имеет вид

$$T_k(t) = a_{k,0} + \sum_{i=1}^{4} a_{k,i} T_k(t-i) + b_n c(t-1) + \\ + b_R R(t-1-\Delta_{R\to T}) + \eta_k(t). \qquad (3)$$

По среднегодовым данным наиболее значимые результаты получены при запаздывании $\Delta_{R\to T} = 5$ лет, но при $\Delta_{R\to T} = 0$ они различаются незначительно. Выявлено значимое влияние на T вариаций R с тенденцией уменьшения T при увеличении R.

При учете в эмпирической модели (1) вариаций солнечной и вулканической активности отмечено снижение значимости результатов. С другой стороны, учет фактора вариаций длительности суток несколько снижает уровень достоверности выводов о наличии их прямого значимого влияния на изменения T.

Аналогичный анализ был проведен с многокомпонентными эмпирическими моделями для ГПТ с учетом вариаций индекса АМО, характеризующего цикличность атлантической термохалинной циркуляции. Эффект АМО с использованием данных http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/ с середины XIX в. проявляется только для относительно кратковременных изменений (в пределах нескольких десятилетий) ГПТ без значимого вклада в долговременный тренд T.

При линейном попарном анализе причинности по Грейнджеру с использованием среднемесячных значений выявляется двунаправленная связь ГПТ и АМО со временем инерционности 2—3 месяца. Это значимая связь (с уровнем значимости менее 0,01), но улучшение прогноза и ГПТ, и АМО при ее учете довольно небольшое.

При попарном анализе с использованием среднегодовых данных отмечено значимое (на уровне значимости 0,03) влияние только в одну сторону: АМО на ГПТ (учет прошлогоднего значения АМО позволяет несколько улучшить прогноз). Однако в случае много-

компонентного анализа с учетом в эмпирической модели вариаций ГПТ не только вариаций индекса АМО, но и изменений содержания CO_2 в атмосфере влияние АМО становится незначимым. Определяющую роль при многокомпонентном анализе играют изменения содержания CO_2 в атмосфере (а также вариации вулканической активности, если они также учитываются). Это является существенным отличием от результатов, полученных при анализе с учетом вариаций угловой скорости вращения Земли. Влияние R на T оставалось значимым и при учете трех других факторов (c, I, V).

Следует отметить, что в отличие от вариаций R вариации индекса АМО, связанного с температурным режимом в Северной Атлантике, достаточно сильно коррелированы с вариациями ГПТ без временного сдвига (с коэффициентом корреляции 0,35, значимым на уровне 0,07). При этом если в модели для ГПТ учитывать одновременное значение индекса АМО, а не его значение в предыдущий год, то влияние АМО характеризуется как очень сильное. И, наоборот, в этом случае отмечается очень сильное влияние ГПТ на АМО. Подобное рассмотрение при анализе по Грейнджеру возможно только при заведомо однонаправленной связи. Без дополнительной диагностики причин сильной корреляции можно использовались только прошлые значения индекса АМО в эмпирической модели для ГПТ.

В целом результаты многокомпонентного анализа связи изменений ГПТ с разными факторами по эмпирическим данным на основе анализа причинности по Грейнджеру при учете вариаций индекса АМО менее значимые, чем при учете вариаций угловой скорости вращения Земли.

Влияние на ГПТ разных естественных и антропогенных факторов оценивалось также с использованием кросс-вейвлетного анализа (Jevrejeva et al., 2003). В частности, рисунок 3 характеризует локальную когерентность межгодовых вариаций длительности суток R (см. (Sidorenkov, 2009)) и ГПТ T по данным http://www.cru.uea.ac.uk. Согласно рис. 3, для последнего столетия не проявляется значимая долгопериодная взаимосвязь вариаций R и T на временных интервалах около 30 лет и более. (Стрелки на рис. 3 характеризуют фазовый сдвиг между соответствующими вариациями переменных: стрелка направо — синфазность, налево — противофазность, вверх — вторая переменная опережает первую, вниз — первая переменная опережает вторую.)

Отмеченное при анализе причинности по Грейнджеру влияние скорости вращения Земли на ГПТ (с антикорреляцией изменений R и T), заметное только при учете в эмпирической модели изменений содержания в атмосфере CO_2, соответствует проявляющемуся на

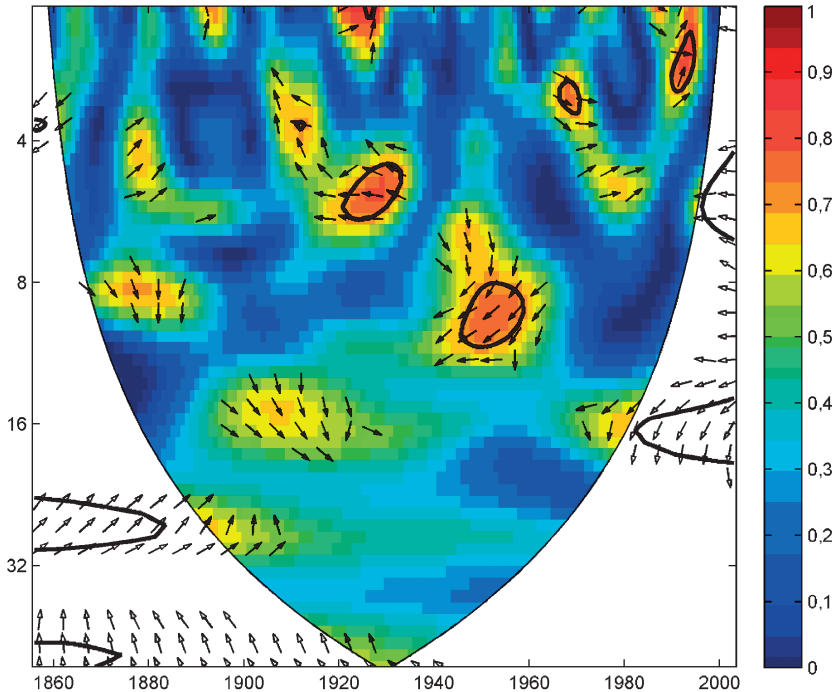


Рис. 3. Вейвлет-когерентность продолжительности земных суток R и ГПТ T. Жирными кривыми выделены области с вейвлет-когерентностью на уровне значимости $p = 0{,}05$. Стрелки характеризуют фазовый сдвиг: стрелка направо — синфазность, налево — противофазность, вверх — вариации T опережают вариации R на 90°, вниз — вариации R опережают вариации T на 90°. Отмечены также области влияния краевых эффектов.

рис. 3 режиму взаимосвязи долгопериодных вариаций R и T (с периодами более 40 лет) во второй половине XIX в. с последующим ослаблением и не детектируемым уже в середине XX в. Продолжительных временных интервалов со значимой когерентностью R и T не выявлено, хотя можно отметить, что с конца XX в. начала проявляться когерентность противоположных по знаку вариаций R и T с периодами около 5 и 20 лет. При этом вариации ГПТ с периодом около 20 лет опережают по фазе вариации R.

Кросс-вейвлетный анализ вариаций ГПТ и индекса АМО по данным http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/ выявил значимую когерентность их долгопериодных вариаций (с периодами более 40—50 лет) с опережающими по фазе изменениями ГПТ (рис. 4). При этом не отмечено режимов значимой когерентности индекса АМО и ГПТ для более короткопериодных вариаций с

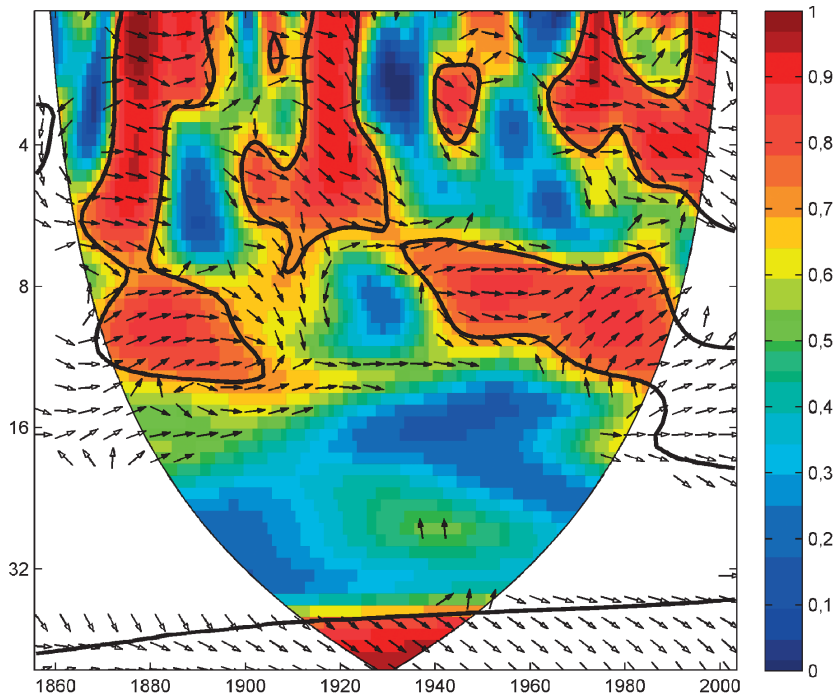


Рис. 4. Вейвлет-когерентность ГПТ и индекса АМО. Обозначения как на рис. 3.

периодами около 20—40 лет. Для вариаций с периодами менее двух десятилетий проявляются эффекты перемежаемости режимов с когерентными вариациями АМО и ГПТ и режимов без их значимой взаимосвязи. Наряду с этим отмечены изменения в сдвиге фаз между вариациями АМО и ГПТ. В периоды их когерентности межгодовые вариации ГПТ в целом опережали вариации АМО. При этом для вариаций с периодами около 10 лет во второй половине XX в. проявились режимы с опережающими вариациями АМО. Следует отметить, что в последние десятилетия проявляется тенденция расширения временного диапазона когерентных изменений ГПТ и АМО с опережающими межгодовыми вариациями и долгопериодными изменениями ГПТ.

Результаты кросс-вейвлетного анализа проявили общие закономерности с результатами анализа причинности по Грейнджеру.

Следует отметить, что региональные проявления глобальных изменений климата существенно различаются (см., например, (Груза и др., 2010)). При этом по-разному проявляется роль различных естественных и антропогенных факторов, в частности над

континентами и океанами, в полярных, средних и тропических широтах, для разных сезонов.

Заключение

В целом полученные результаты для земной климатической системы на основе эмпирических регрессионных моделей свидетельствуют о существенном влиянии естественных климатических циклов с периодами в несколько десятилетий только на относительно быстрые вариации ГПТ, тогда как определяющее влияние на долгопериодный тренд ГПТ на интервале порядка столетия оказывают изменения концентрации CO_2 в атмосфере. При учете этих факторов оценки непосредственного влияния солнечной и вулканической активности на ГПТ оказываются относительно слабо значимыми.

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ, Министерства образования и науки РФ и программ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Платова Т. В. 2010. Оценка сезонных особенностей региональных проявлений изменения глобального климата. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXIII. М.: ИГКЭ. С. 11—22.

Мохов И. И., Смирнов Д. А. 2008. Диагностика причинно-следственной связи солнечной активности и глобальной приповерхностной температуры Земли. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 44, № 3. С. 283—293.

Мохов И. И., Смирнов Д. А. 2009. Эмпирические оценки воздействия различных факторов на глобальную приповерхностную температуру. Доклады Академии наук. Т. 426, № 5. С. 679—684.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. I. Изменения климата. 2008а. М.: Росгидромет. 227 С.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. II. Последствия изменений климата. 2008б. М.: Росгидромет. 288 С.

Панин Г. Н., Дзюба А. В. 2006. Изменения направления и скорости ветра от Арктики до Каспийского моря как проявление современных изменений климата. Водные ресурсы. Т. 33, № 5. С. 1—17.

Conway T. J., Tans P. P., Waterman L. S., Thoning K. W., Kitziis D. R., Masarie K. A., and Zhang N. 1994. Evidence for interannual variability of carbon cycle from the National Oceanic and Atmospheric Administration. J. Geophys. Res. Vol. 99. PP. 22831—22855.

Granger C. W. J. 1969. Investigating causal relations by econometric models and cross-spectral methods. Econometrica. Vol. 37. PP. 424—438.

Jevrejeva S., Moore J., and Grinsted A. 2003. Influence of the Arctic Oscillation and El Nino — Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. J. Geophys. Res. Vol. 108(D21). P. 4677. doi: 10.1029/2003JD003417.

Lean J., Rottman G., Harder J., and Kopp G. 2005. SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability. Solar Phys. Vol. 230, No. 1—2. PP. 27—53.

Sato M., Hansen J. E., McCormick M. P., and Pollack J. B. 1993. J. Geophys. Res. Vol. 98. PP. 22987—22994.

Sidorenkov N. S. 2009. The Interaction between Earth's Rotation and Geophysical Processes. Weinheim: WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, 305 P.

Smirnov D. A. and Mokhov I. I. 2009. From Granger causality to long-term causality: Application to climatic data. Phys. Rev. E. Vol. 80. PP. 016208.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В XX ВЕКЕ – НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

О. А. Анисимов[1)], *Е. Л. Жильцова, В. А. Кокорев*

Россия, 199053 С.-Петербург, 2-я линия В. О., д. 23, Государственный гидрологический институт. [1)]oleg@oa7661.spb.edu

Реферат. Анализ рядов приземной температуры воздуха на 744 метеостанциях России и сопредельных стран показал, что потепление климата в начале и в конце XX века обладало выраженными региональными особенностями. Начало процесса потепления не было одновременным на всей рассматриваемой территории. В данной работе исследована пространственная связанность поля температуры и выделены 15 регионов на территории России с синхронными изменениями на протяжении последних 35 лет. Для них были рассчитаны среднерегиональные тренды сезонных и среднегодового значений температуры воздуха в 1976—2009 гг. На основе количественных статистических критериев были также рассчитаны начальные годы современного изменения климата для каждой из метеостанций и построено их распределение по территории России. Полученные результаты дают возможность уточнить оценки уровня и пространственно-временной структуры современного потепления на территории России.

Ключевые слова. Изменение климата, районирование, температура воздуха, тренд.

SPATIAL AND TEMPORAL PATTERNS OF AIR TEMPERATURE CHANGES IN RUSSIA IN THE 20th CENTURY AND EARLY 21st CENTURY

O. A. Anisimov[1)], *E. L. Zhiltsova, and V. A. Kokorev*

State Hydrological Institute, 23, Vtoraya liniya, V. O., 199053 St. Petersburg, Russia. [1)]oleg@oa7661.spb.edu

Abstract. Analysis of series of the surface air temperature from 744 weather stations in Russia and neighboring countries showed that climate warming in the early and late 20th century had distinct regional patterns. The start of the warming process was not simultaneous at various parts of the territory. We studied spatial correlations of the surface air temperature, identified 15 regions with coherent changes over the past 35 years within the territory of Russia, and calculated the average regional trends of the seasonal and mean annual temperatures in 1976–2009.

Statistical criteria for identification of the beginning of the recent climate change were applied to the data from meteorological stations, and then the spatial distribution over Russia was plotted. The results obtained give an opportunity to improve the estimates of the level and spatiotemporal distribution of the recent warming over the Russian territory.

Key words. Climate change, regionalization, air temperature, trend.

Введение

В последние 100 с небольшим лет имели место два периода с продолжительным повышением глобальной температуры воздуха, начало которых пришлось на конец первой и начало последней четверти XX столетия. Если причины первого из этих потеплений, наиболее выраженного в высоких широтах Северного полушария, до конца не выяснены и его часто объясняют естественной изменчивостью климата, то, согласно расчетам по гидродинамическим моделям, во второе потепление значительный вклад внесло антропогенное увеличение содержания парниковых газов в атмосфере, без которого объяснить его было бы невозможно (Solomon et al., 2007). Это дает основания полагать, что пространственно-временная структура полей температуры и осадков, фиксируемая современными наблюдениями, отражает закономерности антропогенного потепления и может служить основой эмпирико-статистического прогноза на период в одно-два десятилетия. Принципы построения такого прогноза были изложены в ряде предшествующих публикаций (Анисимов, Белолуцкая, 2003; Анисимов и др., 2007) и здесь обсуждаться не будут. Отметим лишь, что его важнейшей предпосылкой являются анализ региональных изменений метеовеличин и установление их связи с модельным предиктором, в качестве которого обычно используется температура воздуха, осредненная по Северному полушарию.

Показательно, что при наличии в рассматриваемый период глобально действующего фактора в виде увеличения содержания долгоживущих и хорошо перемешиваемых парниковых газов в атмосфере наблюдается значительная пространственная неоднородность изменений температуры воздуха. Так, на большей части России ее увеличение как в среднем за год, так и отдельно по сезонам заметно превышает среднеглобальную величину, при этом имеют место значительные региональные различия (Оценочный доклад..., 2008). Регионы различаются и по времени начала как первого, так и второго потепления.

Многие авторы отмечают, что значительная естественная межгодовая изменчивость метеовеличин в сочетании с пространственной и временной неоднородностью их трендов осложняют

задачу анализа современных региональных изменений климата на территории России. Так, в работе Г. В. Груза (Груза и др., 2008) был проведен анализ зависимости статистических параметров временных рядов температуры воздуха и осадков от продолжительности и начала обрабатываемого периода. Он показал, что результирующие оценки средних значений, стандартного отклонения и коэффициентов линейного тренда даже в целом по всей России могут заметно изменяться в зависимости от выбора указанных параметров, а для осадков смещение периода на 1—2 года может привести даже к изменению знака тренда. В таких условиях закономерен вопрос о фрагментации полей метеовеличин в пространстве и во времени, соответствующей их структуре. Основу этой проблемы составляет районирование современных изменений климата. Проведенный нами анализ показал, что из-за крайне сложной структуры поля осадков для них невозможно выделить однородные регионы, сохраняющие неизменность своих границ для всех сезонов и форм циркуляции. Помимо этого, рассматриваемые в статье методы фрагментации предполагают непрерывность поля метеовеличины, в то время как поле осадков этим свойством не обладает. По этой причине в статье мы ограничились анализом пространственной и временной динамики приземной температуры воздуха.

В работе использовались ряды температуры воздуха месячной дискретности на 744 метеостанциях, из которых 625 расположены в России (включая островные станции), а оставшиеся — на территории сопредельных государств бывшего СССР. Эти ряды были получены объединением двух климатических архивов, разработанных и продлеваемых в Институте глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (455 станций на территории бывшего СССР, в том числе 310 на территории России) и во ВНИИГМИ-МЦД (518 станций на территории России, из которых 229 совпадают с архивом ИГКЭ, а оставшаяся часть дополняет его) (Архив..., 2011). Для фрагментации во времени критическую роль играет непрерывность ряда наблюдений. Поскольку исходные ряды на многих метеостанциях имеют пропуски, в этой части работы нами также использовался архив CRU TS 2.1, разработанный и продлеваемый в Университете Восточной Англии, Великобритания (Mitchell, Jones, 2005). Он был получен интерполяцией аномалий метеорологических характеристик (по отношению к периоду 1961—1990 гг.) на метеостанциях в узлы широтно-долготной сетки $0{,}5 \times 0{,}5^{\circ}$ с использованием метода сплайнов (описание метода дано в (New et al., 1999)) с последующим восстановлением абсолютных значений с помощью архива норм за 1961—1990 гг. (архив CRU CL 1.0). Значения температуры приведены к высотам узлов сетки, которые

заданы топографической моделью, сама модель также входит в сопутствующую документацию. Как было показано в нашей предшествующей работе (Жильцова, Анисимов, 2009), при том, что имеют место значительные расхождения между данными разных сеточных архивов и фактическими наблюдениями на метеостанциях, архив CRU воспроизводит температурное поле на территории России с наименьшей погрешностью.

Пространственная фрагментация для анализа современных изменений приземной температуры воздуха

Пространственная фрагментация полей метеовеличин, или районирование климата, играет ключевую роль в анализе и прогнозе его состояния, проводимых на основе как данных наблюдений, так и физически полных гидродинамических моделей. Классическое районирование, основанное на широтной зональности, континентальности и орографии, не вполне адекватно многим современным задачам, связанным с глобальными и региональными изменениями климата. Выделенные для некоторых средних климатических условий районы не являются стабильными во времени как из-за естественных колебаний, смены эпох атмосферной циркуляции, так и из-за долгопериодных изменений климата. В результате происходят изменения региональных климатических параметров, соотношений между ними в разных регионах, а также изменения границ и размеров районов.

Дилемма при выборе пространственной фрагментации заключается в том, что, с одной стороны, выделяемые в ней регионы должны быть обеспечены данными метеонаблюдений и репрезентативны в отношении определенного типа ландшафтных, биотических, административных или каких-либо иных условий, а значит не слишком малы, а с другой — достаточно однородны в отношении современных изменений изучаемой характеристики. Решение не является единственным, поскольку, следуя разным алгоритмам, можно придти к множественным вариантам районирования. Принципиальным является лишь удовлетворение сформулированным условиям, поскольку в противном случае трудно выявить причинно-следственные связи между региональными изменениями и динамикой глобального климата. Об адекватности фрагментации, в результате которой все рассматриваемое пространство разделяется на однородные районы, свидетельствуют следующие основные показатели:

— высокая связанность многолетних рядов внутри района, выраженная средним по району коэффициентом парной корреляции;

— малая внутрирайонная неоднородность, выраженная малой остаточной дисперсией от среднего районного коэффициента корреляции и отсутствием зависимости остатков от географических координат;

— существенное различие между обобщенными климатическими показателями соседних однородных районов, проявляющееся, например, в сопоставлении внутрирайонных и межрайонных средних значений и дисперсий и характеризуемое резким уменьшением коэффициентов парной корреляции и пространственной корреляционной функции на границе между районами.

С теоретических позиций наиболее оправданным является районирование на основе анализа пространственной корреляционной функции, при котором границы между регионами проводятся там, где она достигает локальных минимумов. Попытка построить такую функцию для территории бывшего СССР была впервые предпринята еще в 1960-х годах, однако не принесла желаемого результата (Гандин, 1963). При выраженной анизотропии температурного поля для построения этой функции с приемлемой точностью требуется более густая сеть наблюдений. Реализованный нами альтернативный подход заключается в том, чтобы, задавшись некоторым существующим пространственным районированием, исследовать его репрезентативность в отношении современных климатических изменений, проведя при необходимости дополнительное разбиение изначально неоднородных региональных единиц на более мелкие. В ряде предшествующих работ были использованы разные варианты пространственного районирования с выделением на территории России 6, 15 и 22 климатических регионов (Анисимов и др., 2007; Груза, Ранькова, 2009; Груза и др., 2006, 2007, 2008; Оценочный доклад..., 2008; Стратегический прогноз... ,2005). Разделение на 6 крупных регионов по географическому признаку было предложено ИГКЭ и используется Росгидрометом в ежегодных докладах об особенностях климата, а также в Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. В Стратегическом прогнозе изменений климата на период до 2010—2015 гг. были использованы 15 регионов, основанные на административном делении территории России (Стратегический прогноз... , 2005). Отметим, что этот вариант районирования является актуальным также и потому, что он максимально отвечает современным требованиям, предъявляемым к Росгидромету в части научного обеспечения стратегий адаптации федеральных округов РФ к предстоящим изменениям климата. И, наконец, 22 региона представляют собой вариант административно-географического

Таблица 1

Соотношение между 15 регионами климатического районирования и федеральными округами

Регион	Федеральный округ
1, 2	Северо-Западный
3, 4	Центральный
5	Южный и Северо-Кавказский
6	Приволжский
7, 8	Уральский
9—11	Сибирский
12—15	Дальневосточный

районирования, полученный дополнительным делением четырех из 15 регионов предыдущего разбиения (Анисимов и др., 2007).

Проведенное в (Анисимов, Жильцова, 2012) сопоставление показало, что оптимальную репрезентативность обеспечивает деление на 15 регионов, в основе которого лежат границы федеральных округов РФ с дополнительным делением пяти из них на более мелкие части, однородные в плане современных изменений температуры воздуха (см. табл. 1 и рис. 1). Разделение на 6 регионов менее репрезентативно, а более детальная фрагментация с выделением 22 регионов не улучшает существенным образом однородности по выбранным критериям.

Выбранная схема районирования и расположение метеостанций с указанием площади их влияния показаны на рис. 1. За площадь влияния принимается область, объединяющая все точки, для которых данная станция является ближайшей. Разделение территории на области влияния широко используется во многих геоинформационных системах, соответствующий алгоритм известен как расчет полигонов Вороного — Тиссена. При региональном осреднении учитывались все станции, в том числе и вне территории России, области влияния которых полностью или частично попадают в рассматриваемый регион. Данные осреднялись с весами, равными площадям соответствующих полигонов или их частей в рассматриваемом регионе, при этом полигональное разбиение пересчитывалось для каждого месяца и года рассматриваемого периода с учетом имеющих место пропусков наблюдений.

Для оценки пространственной однородности каждого из регионов в отношении современных изменений температуры воздуха были рассчитаны средние значения r и среднеквадратические отклонения σ_r коэффициентов корреляции между осредненным по региону временным рядом температуры и рядами на

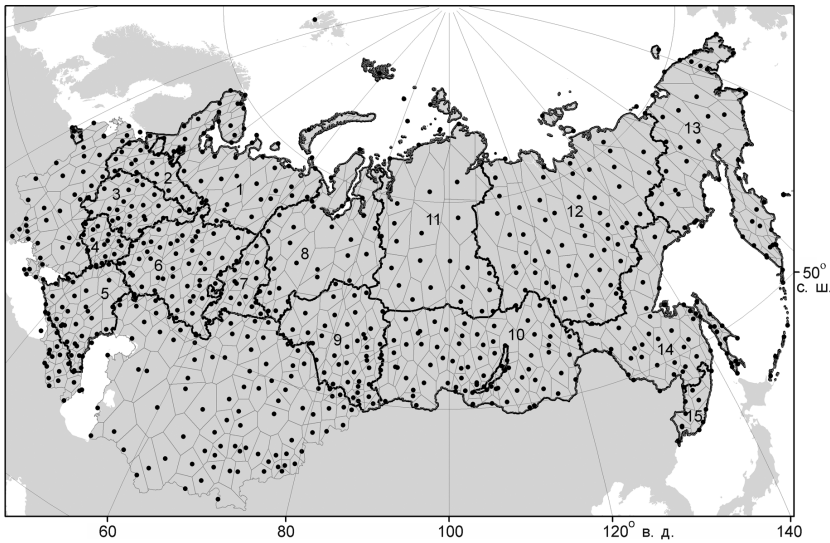


Рис. 1. Районирование территории России с выделением 15 регионов и используемая сеть наблюдений с указанием области влияния каждой метеостанции.

каждой из станций данного региона. Эти величины, рассчитанные для периода 1976–2009 гг., приведены в табл. 2.

Большие значения коэффициентов корреляции во всех регионах и во все сезоны года, равно как и небольшие значения среднеквадратических отклонений свидетельствуют о том, что использованная в работе схема районирования репрезентативна в отношении пространственного распределения современных изменений приземной температуры воздуха. Для выделенных регионов были рассчитаны тренды сезонных и среднегодовой температуры за период 1976—2009 гг., результаты приведены в табл. 3. Тренды повсеместно достаточно велики во все сезоны года, при том, что велика и контрастность по регионам. Так, диапазон трендов зимней температуры составил от −2,7°С/100 лет на Дальнем Востоке (регион 13) до 11,1°С/100 лет на северо-западе (регион 2). В среднем по всей России в последние 35 лет значительное потепление наблюдается весной и осенью. Наибольшее повышение демонстрирует температура на европейской части страны зимой. Летом потепление наименее выражено, региональные тренды, как правило, заметно меньше, чем в остальные сезоны года. Результаты анализа не подтверждают распространенной точки зрения о том, что интенсивность потепления увеличивается к северу. При достаточно пестрой

Таблица 2

Средние по регионам значения коэффициента парной корреляции временных рядов аномалий температуры на каждой из станций региона со средним по региону временным рядом за периоды 1976–2009 гг. *r* и их среднеквадратические отклонения σ_r

Регион	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	r	σ_r	*r*	σ_r	*r*	σ_r	*r*	σ_r	*r*	σ_r
1	0,93	0,03	0,88	0,06	0,76	0,13	0,90	0,05	0,91	0,04
2	0,97	0,02	0,94	0,04	0,91	0,09	0,96	0,03	0,97	0,02
3	0,98	0,01	0,97	0,03	0,95	0,04	0,97	0,02	0,99	0,01
4	0,99	0,01	0,98	0,01	0,97	0,02	0,98	0,02	0,99	0,01
5	0,85	0,15	0,88	0,07	0,91	0,06	0,92	0,09	0,91	0,08
6	0,94	0,04	0,92	0,05	0,90	0,06	0,96	0,03	0,95	0,04
7	0,95	0,04	0,94	0,04	0,96	0,04	0,96	0,05	0,95	0,05
8	0,93	0,05	0,90	0,05	0,87	0,07	0,90	0,08	0,90	0,07
9	0,90	0,15	0,93	0,06	0,81	0,11	0,92	0,09	0,91	0,11
10	0,86	0,12	0,92	0,05	0,85	0,09	0,88	0,08	0,90	0,07
11	0,87	0,16	0,88	0,08	0,81	0,12	0,88	0,13	0,85	0,14
12	0,77	0,20	0,87	0,06	0,79	0,12	0,84	0,10	0,88	0,06
13	0,67	0,12	0,85	0,08	0,63	0,17	0,82	0,08	0,79	0,09
14	0,83	0,15	0,85	0,10	0,70	0,14	0,85	0,12	0,86	0,11
15	0,92	0,06	0,93	0,04	0,88	0,04	0,95	0,03	0,94	0,03

картине потепления его максимум в среднем за год приходится на центр западной территории европейского севера России.

Оценка временных границ периодов с разным климатическим режимом для регионов России в XX веке

В предшествующем разделе проведен анализ региональных трендов температуры воздуха, рассчитанных за фиксированный период 1976—2009 гг. Начальный год был выбран достаточно произвольно, он соответствует распространенным представлениям о начале современного изменения климата, вытекающим из многочисленных публикаций, в том числе и основополагающего Оценочного доклада Росгидромета об изменении климата на территории России (Оценочный доклад..., 2008). Вместе с тем, как отмечалось в (Груза и др., 2008), выбор точки начала отсчета и продолжительности периода оказывает существенное влияние на величину тренда, а для осадков в некоторых регионах может изменить и его знак. Обоснованная дискретизация во времени играет не меньшую роль в понимании современной динамики климата, чем рассмотренная выше дискретизация в пространстве. Под дискретизацией во времени понимается определение границ

Таблица 3

Региональные тренды температуры воздуха (°С/100 лет), рассчитанные по данным за период 1976—2009 гг.

Регион	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
1	9,0	2,7	4,1	5,1	5,2
2	11,1	3,6	5,1	5,0	6,2
3	9,9	4,0	4,9	5,6	6,2
4	9,1	5,1	6,4	6,8	6,9
5	5,4	3,6	5,8	6,3	5,3
6	7,3	4,4	3,6	7,2	5,7
7	5,7	3,9	1,9	7,0	4,5
8	3,9	5,2	2,1	2,9	3,3
9	3,4	7,6	0,6	3,8	3,6
10	4,8	7,0	5,1	2,3	4,6
11	3,0	7,1	2,2	2,9	3,9
12	2,5	5,8	5,3	6,8	5,3
13	−2,7	8,6	4,8	8,0	4,9
14	3,9	4,5	2,7	5,5	4,2
15	6,1	3,3	2,2	4,5	3,8
РФ	4,0	5,8	3,8	5,1	4,7

климатических периодов или эпох, характеризуемых общностью статистических характеристик какого-либо параметра климата и принадлежностью их к одной и той же генеральной совокупности.

При статистическом анализе характеристик климата можно использовать три основных вида модели временного ряда: стационарный ряд с присущей ему естественной изменчивостью; изменения, содержащие линейный тренд; ступенчатые переходы от одного стационарного состояния к другому.

Каждая из этих моделей отражает различные физические механизмы климатической системы. Изменения в виде линейного тренда имеют место в слабоинерционной равновесной системе, которая быстро откликается на внешние воздействия. Механизм ступенчатых изменений характеризует неравновесную систему, которая может компенсировать внешние воздействия до тех пор, пока они не превышают порогового значения, после чего система быстро переходит на новый, часто квазистационарный, уровень. Стационарный временной ряд может быть особым состоянием как равновесной, так и неравновесной системы. В первом случае это проявление случайных внешних воздействий, во втором — период стабильного состояния, в который величина внешнего воздействия не превысила критического порога.

В предшествующей работе (Анисимов и др., 2007) было проведено сравнение трех видов моделей временного ряда приземной температуры воздуха для регионов России. Критерием, по которому оценивался выбор модели, служил стандарт отклонений временного ряда от принятой модельной аппроксимации. Было установлено, что стационарная модель хуже двух других описывает изменчивость временного ряда температуры. В среднем по всей территории России при использовании модели стационарного временного ряда стандарт отклонений оказался на 11,2% больше, чем при использовании модели тренда, и на 10,3% больше, чем в модели ступенчатых изменений. При использовании этих моделей стандарт отклонений уменьшается в ряде регионов более чем на 20% по сравнению с моделью стационарного ряда. Выводы этой работы позволяют принять в качестве основной модель временного ряда температуры воздуха в виде линейного тренда. Остаются открытыми вопросы о том, где провести временные границы отдельных климатических периодов, в частности современного потепления, и можно ли определить их объективными методами. Еще один вопрос — совпадают ли эти временные границы в разных регионах мира и России, или же они различаются, складываясь под влиянием локальных факторов?

Один из методов визуального определения временных границ климатических периодов состоит в расчете трендов температуры за разные интервалы времени и построении диаграмм, по осям которых отложены начальный год и продолжительность периода, за который был рассчитан тренд. На рис. 2 приведена такая диаграмма для осредненной по Северному полушарию среднегодовой температуры воздуха. Были использованы данные сеточного архива CRU TS-2.1 за период 1860—2000 гг. Показанные на диаграмме тренды рассчитаны с шагом начальной точки отсчета в год за периоды времени разной продолжительности, составляющей не менее 20 лет. Заметим, что в работе (Груза и др., 2008) аналогичные диаграммы были построены для глобальной и осредненной по территории России среднегодовой температуры воздуха. Присутствующие на диаграмме диагональные полосы одинаковой окраски соответствуют временным границам разных климатических периодов. Так, на рис. 2 наиболее выражена белая полоса, соответствующая смене климатического режима Северного полушария на рубеже 1970-х и 1980-х годов, когда начался период современного потепления, продолжающийся по настоящее время.

Недостатком этого метода является отсутствие количественных критериев, которые позволили бы однозначно и объективно определять временные границы разных периодов. Поэтому в

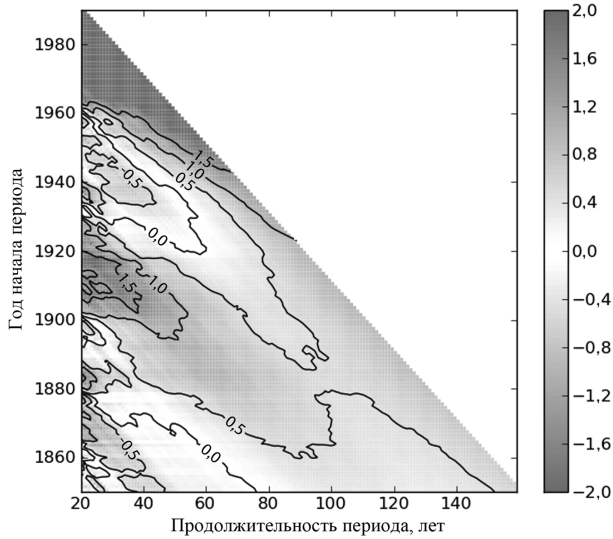


Рис. 2. Тренды осредненной по Северному полушарию среднегодовой температуры воздуха (°С/100 лет) в зависимости от длины периода и его начального года.

данной работе был использован иной метод разностно-интегральных кривых, основанный на анализе кумулятивной суммы отклонений ежегодных значений переменной от среднего:

$$f(t) = \sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{x}),$$

где x_i — значение температуры (сезонной или среднегодовой) в конкретный год, $\bar{x}$ — среднее значение температуры за весь период, N — длина ряда.

Отыскиваются экстремумы функции $f(t)$, после чего определяется, являются ли соответствующие годы границами климатических периодов. Это можно сделать двумя способами. По первому способу вычисляются тренды до и после точки экстремума, и если различие между ними превышает заданный предел, то гипотеза принимается. По второму способу по какому-либо из статистических критериев проверяется однородность рядов температуры до и после точки экстремума, при этом гипотеза отклоняется или принимается в зависимости от заданного уровня значимости. Реализация второго способа осложнена тем, что каждый статистический критерий имеет свои ограничения по отношению к свойствам ряда, при том, что на практике часто встречаются короткие ряды продолжительностью 20—30 лет. Поэтому в данной работе предпочтение было отдано первому способу.

Для применения изложенного метода требуется задать ряд параметров и в первую очередь минимальную длину ряда для расчета тренда. Общепринято полагать ее равной 30. Вместе с тем при таком значении этого параметра многие станции архива должны быть исключены из-за пропусков наблюдений и недостаточной продолжительности рядов. Расчеты по данным 744 метеостанций показали, что при уменьшении значения параметра с 30 до 20 число станций, на которых выявляются граничные точки, увеличивается более чем в два раза (433 против 177) главным образом оттого, что на многих станциях эти точки приходятся на конец 1970-х — начало 1980-х годов, а ряд последующих наблюдений не насчитывает требуемых 30 лет. С учетом этого в расчетах всех трендов минимальная продолжительность ряда была задана равной 20 годам.

Следующим параметром является величина, на которую должен измениться тренд, чтобы это изменение можно было принять за начало нового климатического периода. Расчеты показали, что с увеличением этого параметра растет соотношение между числом станций с положительными и отрицательными изменениями тренда. Для значения параметра 30% данное соотношение приближается к 4, при увеличении значения параметра до 80% соотношение увеличивается до 5,5. Это свидетельствует о том, что при разнонаправленности изменений на разных станциях увеличение тренда в среднем по абсолютной величине больше, чем уменьшение тренда. В расчетах этому параметру было присвоено значение 30%.

Было наложено еще одно ограничение, согласно которому точка отбрасывалась как незначимая, если абсолютная величина максимального из двух трендов до и после нее не превышала 0,8°С/100 лет.

С использованием изложенного выше метода были проанализированы ряды температуры воздуха на всех метеостанциях и для каждой определены временные границы, разделяющие разные климатические периоды. Полученное распределение граничных точек в пространстве показано на рис. 3, а распределение числа точек по годам — на рис. 4.

Выделенные на рис. 3 области были получены объединением ареалов метеостанций, на которых временные границы климатических периодов попадают в одну и ту же категорию (с 5-летним шагом по времени, см. легенду рис. 3). Сами ареалы были рассчитаны с использованием алгоритма кластеризации Вороного — Тиссена при помощи ГИС Idrisi-32.

На рис. 3 видно, что период современного потепления на севере Центральной и Восточной Сибири начался уже в 1960-х годах. К началу 1970-х годов он начался во всей Западной Сибири и на Дальнем Востоке, и лишь к 1980-м годам потепление стало отчетливо выявляться в других регионах страны.

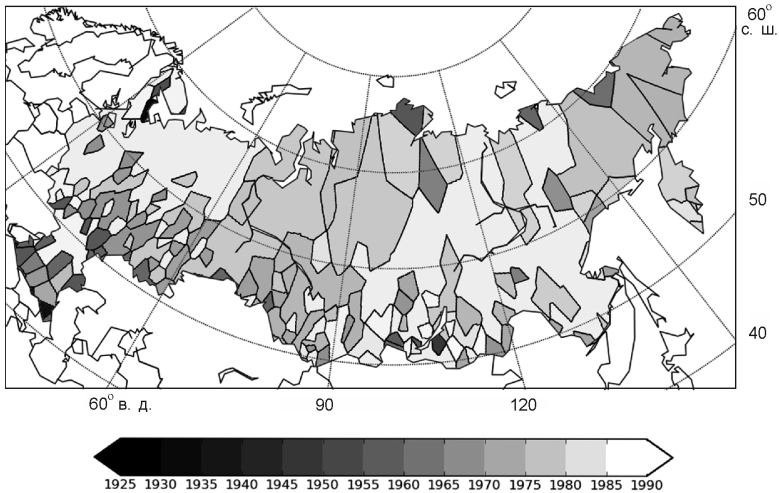


Рис. 3. Пространственное распределение временных границ климатических периодов, рассчитанных по данным метеостанций для среднегодовой температуры.

Диаграммы на рис. 4 показывают, что как для сезонных значений, так и для среднегодовой температуры распределение числа граничных точек по времени имеет несколько максимумов вблизи 1960, 1972, 1975 и 1979 гг., что в общих чертах повторяет закономерности, выявленные на диаграмме трендов температуры для Северного полушария (рис. 1). Можно отметить также и то, что даже в последней трети XX века на небольшой части станций тренд после граничной точки изменился в сторону уменьшения, что особенно хорошо видно по данным о зимней температуре.

Результаты расчетов прошли проверку с использованием критерия согласия Колмогорова — Смирнова. Данный критерий позволяет проверить гипотезу о том, что две эмпирические выборки подчиняются одному закону распределения. За нулевую гипотезу принималось утверждение, что две части ряда температуры, разделенные граничной точкой, обусловлены разными климатическими режимами и подчиняются разным законам распределения. Результаты проверки показали, что на 10%-ном уровне значимости эта гипотеза принимается для всех выявленных граничных точек, лежащих во временном интервале 1970—1989 гг., а из граничных точек, попадающих в более ранний период, значима только половина. При уровне значимости 5% большая часть граничных точек, расположенных после 1970 г., остается значимой. Эти результаты подтверждают работоспособность метода разностно-интегральных кривых в нахождении точек изменения климатического режима.

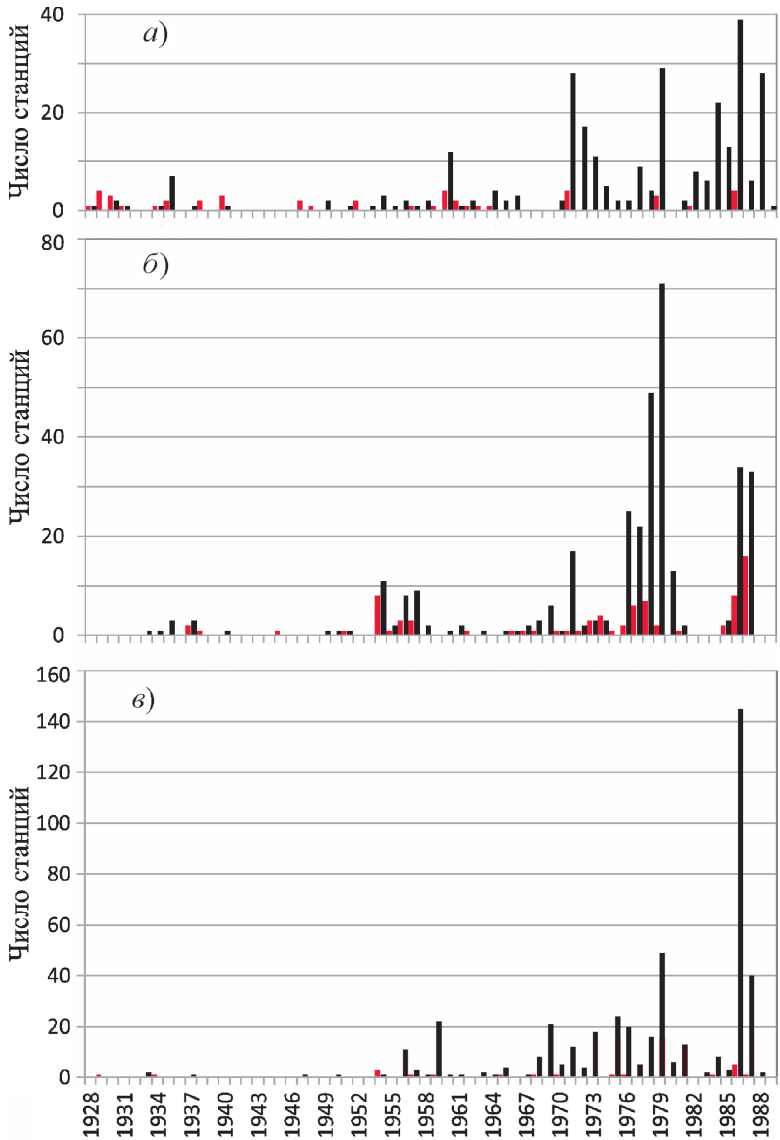


Рис. 4. Распределение по годам временных границ климатических периодов, рассчитанных по данным метеостанций для летней (*а*), зимней (*б*) и среднегодовой (*в*) температуры. Красным цветом обозначено число станций с отрицательными изменениями, темным — с положительными.

Дискуссия

Усилиями международного научного консорциума удалось выработать согласованные высокотехнологичные методы построения климатических проекций, в том числе при помощи гидродинамических моделей с высоким пространственным разрешением, в которых вся территория России представлена с той же глубиной научной проработки и детализацией, что и другие регионы Европы и Америки. Это создает предпосылки и повышает актуальность решения задачи по оценке последствий изменений климата для природных и экономических систем. По этому направлению Россия заметно отстает от многих других стран, главным образом из-за несопоставимых объемов проводимых полевых исследований, при том, что в стране имеется немало модельных разработок, которые соответствуют мировому уровню.

В контексте моделирования последствий для экосистем важно, что они определяются как величиной, так и скоростью изменения влияющих факторов. Понятие критического уровня климатического воздействия, широко применяемое в современной научной литературе, должно включать в себя обе названные составляющие. Экосистемы обладают способностью адаптироваться ко многим изменениям при условии, что присущая конкретной системе и часто физиологически лимитированная скорость адаптации выше, чем скорость изменения влияющего фактора. При общем понимании этого тезиса в современной научной литературе весьма малочисленны данные о соотношении скорости двух названных процессов. Одной из главных мотиваций данной статьи была потребность установить возможно более точно максимальные темпы изменения климата, проявляемые через изменения приземной температуры воздуха на региональном уровне, дополнив этими сведениями знания о величине современного потепления. Эта информация, по мнению авторов, может стимулировать дальнейшие работы по изучению и моделированию адаптации экосистем.

Предложенный в статье подход основан на выделении временных границ периодов с разным климатическим режимом. Очевидно, если вместо фиксированных достаточно больших интервалов времени в расчетах использовать выделенную нижнюю границу современного периода потепления, оценки величины региональных трендов могут лишь увеличиться или же в редких случаях остаться на прежнем уровне. По нашему убеждению, именно эти экстремальные значения темпов современного потепления и следует положить в основу работ по моделированию воздействия климата на экосистемы, соотнося их с физиологически обусловленными пределами скорости их адаптации.

За рамками статьи остался вопрос об обусловленности различий во времени границ идентичных климатических периодов в разных регионах. Очевидно, что в нем важную роль играет соотношение между глобальными факторами, действующими на термический режим, и региональными особенностями атмосферной циркуляции. Этот вопрос еще предстоит изучить в ходе дальнейших исследований.

Благодарность

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 11-05-12011-офи-м-2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. 2003. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIX. СПб: Гидрометеоиздат. С. 21—38.

Анисимов О. А., Жильцова Е. Л. 2012. Об оценках изменений климата XX века и начала XXI столетия по данным наблюдений на территории России. Метеорология и гидрология (в печати).

Анисимов О. А., Лобанов В. А., Ренева С. А. 2007. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть XXI века. Метеорология и гидрология. № 10. С. 20—30.

Архив температуры воздуха и осадков месячного разрешения для территории России. http://meteo.ru/climate/sp_clim.php. 2011. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД.

Гандин Л. С. 1963. Объективный анализ метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат. 288 С.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2009. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. № 11. С. 5—29.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Аристова Л. Н., Клещенко Л. К. 2006. О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России. Метеорология и гидрология. № 10. С. 5—23.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В. 2007. Климатические изменения температуры воздуха на территории России по данным инструментальных наблюдений. Бюллетень “Использование и охрана природных ресурсов в России”. № 3.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В. 2008. Изменение климата на территории России: температура воздуха и атмосферные осадки. В кн.: Изменения климата: влияние внеземных и земных факторов. Г. С. Голицин (ред.). М.: Пробел 2000. С. 11—23.

Жильцова Е. Л., Анисимов О. А. 2009. О точности воспроизведения температуры и осадков на территории России глобальными климатическими архивами. Метеорология и гидрология. № 10. С. 79—90.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том 1. Изменения климата. 2008. М.: Росгидромет. 227 С.

Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010—2015 гг. и их влияние на отрасли экономики России. 2005. М.: Росгидромет. 30 С.

Mitchell T. D. and Jones P. D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Int. J. Climatology. No. 6. PP. 693—712.

New M., Hulme M., and Jones P. 1999. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961—90 mean monthly terrestrial climatology. J. Climate. No. 3. PP. 829—856.

Solomon S., Manning M., Qin D., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. Cambridge: Cambridge University Press. 881 P.

ВАРИАЦИИ КЛИМАТА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В ПОСЛЕДНЕЙ ЧЕТВЕРТИ XX ВЕКА

Г. Н. Панин, Т. Ю. Выручалкина, И. В. Соломонова

Россия, 119333 Москва, ул. Губкина, д. 3, Институт водных проблем РАН. panin@aqua.laser.ru

Реферат. Исследованы изменения приземной температуры воздуха и атмосферных осадков на территории Северной Евразии (от 50 до 80° с. ш.). Анализ показал, что в 1973—2000 гг. отмечалось увеличение влияния NAO (North Atlantic Oscillation) и AO (Arctic Oscillation) на температурный режим и режим осадков на данной территории. Помимо интенсивности воздействия отмечалось увеличение площади покрытия льдом. В 1990—2000-х годах территория водосборного бассейна Каспийского моря максимально попадает в зону влияния этих индексов. Предложен возможный сценарий изменения уровня Каспия на перспективу.

Ключевые слова. Изменения климата, температура воздуха, осадки, циркуляционные индексы, Каспийское море.

VARIATIONS OF CLIMATE OF NORTHERN EURASIA IN THE LAST QUARTER OF THE 20th CENTURY

G. N. Panin, T. Yu. Vyruchalkina, and I. V. Solomonova

Institute of Water Problems, RAS, 3, ul. Gubkina, 119333 Moscow, Russia. panin@aqua.laser.ru

Abstract. Studied are the changes in surface air temperature (SAT) and precipitation over Northern Eurasia (for the latitudes from 50° to 80° N). The analysis shows an increase of the influence of NAO (North Atlantic Oscillation) and AO (Arctic Oscillation) on the temperature and precipi- tation regime over the territory in 1973−2000. In addition to the influence intensity, an increase in the ice coverage was detected. In the 1990s and the 2000s, the catchment basin of the Caspian Sea pertained to the zone of influence of these indices to a maximal degree. Proposed is a possible scenario of future changes in the Caspian Sea level.

Key words. Climate change, air temperature, precipitation, circulation indices, Caspian Sea.

Введение

Заметные изменения климата, происходящие в последние десятилетия, вызывают большой резонанс в обществе и стимулируют все новые исследования в этой области. В настоящее время

достоверно установлено, что климат Земли никогда не был постоянным, он изменялся, эти изменения были весьма значительными и иногда происходили очень быстро. Глобальное потепление в XX в. и начале XXI в. было не вполне однородным. Выделяются три интервала: I — потепление 1910—1945 гг., II — слабое похолодание 1946—1975 гг. и III — наиболее интенсивное потепление после 1976 г. Следует отметить, что именно с семидесятых годов XX века увеличилось количество исследований, посвященных проблеме колебаний и изменений климата, как естественных, так и связанных с антропогенным влиянием. В то же время некоторые ученые считают, что наблюдаемое потепление связано не с выбросом большого количества парниковых газов, а с необычайно высоким уровнем интенсивности излучаемой Солнцем энергии в течение почти всего XX века. За этим потеплением последует закономерное похолодание, что подтверждается тем фактом, что верхние слои Мирового океана уже начали остывать и эпоха потепления скоро закончится (РИА Новости ,2007). Однозначного ответа на интересующий всех вопрос пока нет.

Одной из наиболее важных проблем, стоящих перед наукой в XXI столетии, является проблема предсказуемости климатических изменений, в том числе связанных с человеческой деятельностью. Многочисленные исследования указывают на возможность будущего потепления климата, вызванного антропогенным увеличением содержания парниковых газов. Для научного обеспечения деятельности Рамочной конвенции ООН по изменению климата, принятой в 1992 г., была создана Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК), в задачи которой входит оценка наблюдаемых и ожидаемых изменений климата и роли антропогенной нагрузки. В настоящий момент МГЭИК опубликован уже четвертый научный отчет об изменении климата (Climate Change 2007, 2007), где приводятся основные данные о наблюдаемом климате и его изменениях и достаточно хорошо с помощью моделей циркуляции атмосферы и океана удается воспроизводить глобальные климатические изменения в XX веке.

Становится очевидной необходимость непрерывного слежения за текущим состоянием климата и значительного повышения научного уровня исследований всех проблем, связанных с глобальным потеплением. Однако существует неопределенность в отношении региональных изменений и особенно изменений экстремальных режимов. Климат Евразии характеризуется чрезвычайно большим разнообразием вследствие большой протяженности территории. Данные наблюдений, проводимых в России и ряде соседних стран, показывают, что глобальный и региональный

климат претерпевал заметные вариации. И на фоне глобального потепления следует ожидать значительных различий изменений климата в разных регионах России и их экологических и социально-экономических последствий, которые могут быть как благоприятными, так и негативными. Значительная неопределенность в климатических оценках возможных антропогенных изменений связана с современным состоянием исследований взаимосвязи изменений климата и содержания в атмосфере парниковых газов, в частности, компонентов углеродного цикла.

Методы и материалы

Метеорологические наблюдения в странах Европы и западной части России начаты более 250 лет назад. Но для качественного анализа изменения климата имеются данные приземной температуры воздуха только с начала 1890-х годов, в целом для РФ и стран СНГ — со второй половины 1930-х годов. Инструментальные наблюдения за атмосферными осадками накоплены за аналогичный период, но более неоднородны во времени и пространстве.

Эта проблема была вынесена в Четвертом докладе МГЭИК (Climate Change 2007, 2007) в отдельное Приложение — 3.B.4 Solid/Liquid Precipitation: Undercatch and Adjustments for Homogeneity. В настоящее время только один массив The Global Historical Climatology Network — GHCN (США, NCDC) (Vose et a1., 1992) — содержит данные непосредственно показаний дождемеров, без привлечения спутниковых наблюдений и процедур пространственного заполнения. К сожалению, GHCN и другие наборы данных содержат крупные области, в которых оценки недоступны из-за отсутствия достаточно полных и качественных временных рядов.

Особенно остро проблема однородности многолетних данных о количестве осадков стоит для территории РФ и стран СНГ, поскольку методика наблюдений и измерений осадков на территории бывшего СССР многократно менялась. Так, в 1936 г. станции были переведены с одного срока наблюдений на 2-срочные (на всей территории), в 1966 г. — на 4-срочные (кроме регионов 6-, 7- и 8-го часовых поясов на северо-востоке), в 1986 г. — снова на 2-срочные (кроме регионов 2-го часового пояса, в том числе Западная Россия, Украина, Белоруссия, Балтия). С конца 1940-х годов до начала 1950-х на всей сети станций была произведена замена дождемера с защитой Нифера на осадкомер Третьякова с улучшенной защитой и лучшими аэродинамическими свойствами (дата смены прибора зафиксирована на каждой станции). В последующие годы введены поправки: на смачивание осадкомерного

прибора 0,2 мм (1966 г.); в 1967 г. для твердых осадков она уменьшена до 0,1 мм; в 1970 г. на влияние ветра и испарение (ветровой недоучет). В публикациях отечественных и зарубежных авторов (Голубев, 1969; Groisman et al., 1991; Богданова, Мещерская, 1998; Groisman, Rankova, 2001; Богданова и др., 2007) обсуждается история этих изменений, приводятся способы коррекции данных и оценки эффективности их применения.

В основе всех существующих наборов данных (ВНИИГМИ-МЦД, ИГКЭ, GHNC и др.) лежит базовый архив ВНИИГМИ-МЦД с данными стационарных наблюдений месячного разрешения до середины 1990-х годов, который регулярно пополняется. Первоначальная версия массива создавалась на базе перечня 223 станций на территории бывшего СССР (станции международного обмена), данные для которых публиковались в "Метеорологическом ежемесячнике СССР", часть 1 "Ежедневные данные". Для некоторых станций информация заканчивается более ранними годами, так как станции закрыты (как на территории России, так и на территории независимых государств, бывших республик СССР) или данные по станциям не представлены для подготовки "Метеорологического ежемесячника станций стран содружества независимых государств", часть 1 "Ежедневные данные". Данные по станциям, находящимся на территории независимых государств — бывших республик СССР, публикуются в соответствии с решениями Исполкома межгосударственного совета по метеорологии стран СНГ об утверждении списка станций для международного обмена (Алма-Аты, 1993 г.). Эти данные уже содержат поправки на смачивание прибора и ветровой недоучет, внесенные наблюдателями. Таким образом, в расчетах использованы данные месячных сумм осадков на тех же станциях России, стран Балтии и СНГ, что и температуры воздуха.

Анализ современных изменений климата на территории Северной Евразии выполнен по данным станционных наблюдений (температура приземного воздуха и количество атмосферных осадков) 110 станций России и стран СНГ, а также 70 станций стран Европы и Балтии (рис. 1), в целом для территории севернее 50° с. ш. участвовало в расчетах 240 пунктов. Основными критериями при выборе данных послужили продолжительность, однородность, непрерывность и т. д. Массив не содержит никаких систематических поправок, кроме вышеупомянутых, предусмотренных в (Указания для гидрометеорологических... , 1969; Указания для управлений... , 1969). Набор данных составлен на основе наборов ВНИИГМИ-МЦД и GHCN. Ранее (Панин и др., 2009) авторы рассматривали взаимосвязь индексов циркуляции атмосферы и

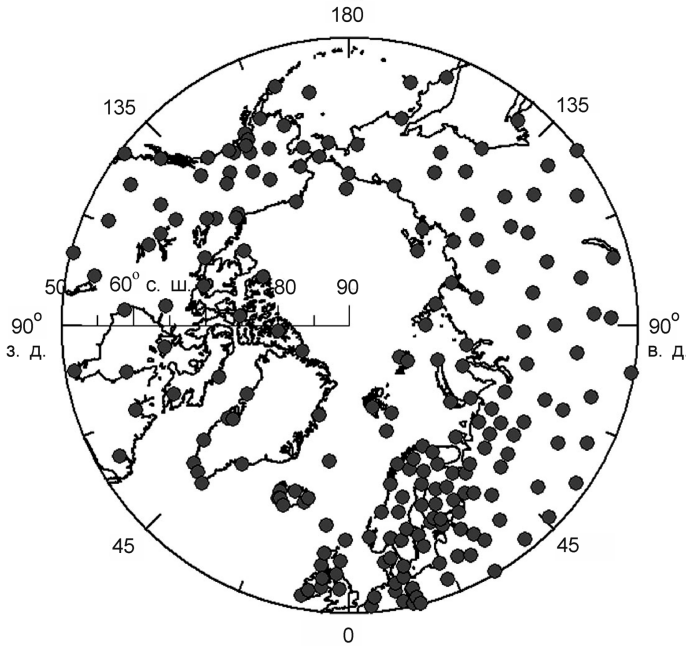


Рис. 1. Схема расположения постов.

приземной температуры воздуха на территории суши в диапазоне от 60 до 80° с. ш. В данной работе подробно остановимся на регионах Евразии, расположенных севернее 50° с. ш.

Основная идея — проследить взаимосвязь региональных изменений температурного режима и режима атмосферных осадков с процессами глобального характера, которые в данном случае могут быть описаны индексами атмосферной циркуляции, такими как NAO, AO и др.

Общее представление о характере изменений приземной температуры воздуха и сумм осадков дают временные ряды средних годовых и сезонных значений, линейные тренды, а также построенные с использованием метода сеточной функции поля температуры и осадков. В данном методе процесс вычисления значений интерполяционной функции в точках регулярной сети осуществляется по значениям хаотически расположенных экспериментальных точек данных (наблюдений). Интерполяционные схемы оценивают значения исследуемой поверхности в точках, где нет экспериментальных данных, на основе имеющегося множества исходных точек. Достоинства такого подхода намного превосходят

его недостатки. В любом случае найдется немного задач, для которых построение карты изолиний на основе исходного хаотического множества точек обладает какими-то преимуществами по сравнению с сеточными методами. Возможным недостатком подходов, основанных на построении регулярной сети, является то, что карты изолиний строятся не по исходным данным, а по значениям интерполяционной функции.

Результаты

Территория средних и северных широт Северного полушария более чувствительна к глобальному потеплению, чем земной шар в целом. За последние 35 лет температура воздуха интенсивнее увеличивалась в Западной Европе, Скандинавии и Канаде. Незначительно отстает от них по размаху аномалий среднегодовой температуры Россия, где он составляет 3—4°С (Груза и др., 2008). Результаты анализа указывают на то, что современное изменение климата имеет сложную региональную структуру (Панин и др., 2009). В РФ наибольшее повышение среднегодовой температуры воздуха отмечается в европейской части (2°С/30 лет), Центральной Сибири и районах Прибайкалья — Забайкалья (1,5°С/30 лет). В зимний период наибольшее потепление характерно для Европейской России, а похолодание для северо-востока страны. В летний период изменения менее выражены.

Установлено, что существенное влияние на климат РФ, особенно на европейскую часть, оказывают такие механизмы атмосферной циркуляции, как NAO (North Atlantic Oscillation), AO (Arctic Oscillation) и SCAND (Scandinavia Pattern). Их масштабы значительно меняются во времени. В частности, в период 1976—2000 гг. территория, подверженная их влиянию, практически в два раза больше по сравнению с периодом 1945—1975 гг. (рис. 2). Североатлантическое колебание (NAO), являющееся признанным климатообразующим фактором в Северной Атлантике и Западной Арктике и проявляющееся в постоянных колебаниях разности давления между Исландией и Португалией, по-видимому, можно рассматривать как важную региональную составляющую климата России. Таким же фактором выступает и арктическое колебание (АО). Когда АО в положительной фазе (I и III периоды — потепление), в полярной области давление падает, а температура повышается. Когда АО переходит в отрицательную фазу (II период — похолодание), наступает период охлаждения Арктики и повышения атмосферного давления в высоких широтах Северного полушария.

Как и для температуры, во временных рядах осадков за 1976—2008 гг. отмечаются линейные тренды. Истекшие 35 лет

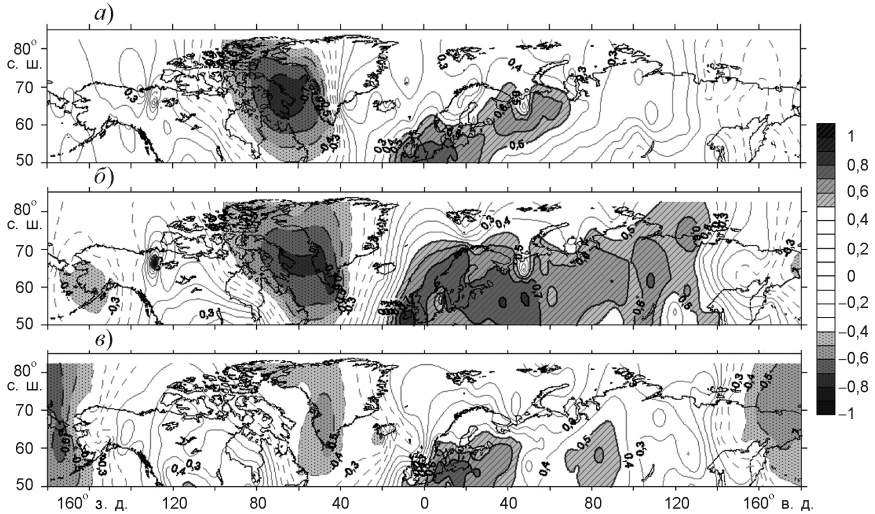


Рис. 2. Корреляция между значениями температуры воздуха и индекса NAO зимой в 1951—1970 (*а*), 1971—1990 (*б*) и 1991—2009 гг. (*в*).

включают в себя два периода увеличения осадков — конец 1970-х — начало 1980-х годов и с начала 1990-х, а также уменьшения осадков — середина 1980-х годов, и показывают более сложный характер межгодовой изменчивости количества осадков, чем температуры. Можно констатировать, что на территории РФ отмечается некоторое увеличение количества годовых сумм осадков, особенно заметное для Европейской России, Западной и Центральной Сибири (рис. 3). Основные сезонные и региональные особенности таковы (Груза и др., 2008): в Западной Сибири весной отмечается увеличение осадков; на европейской территории — уменьшение летних осадков; на северо-востоке страны — уменьшение зимних и летних осадков и увеличение весной и осенью; в Приамурье и Приморье — уменьшение осадков летом и осенью.

Анализ корреляции между значениями температуры воздуха зимой и значениями индекса NAO зимой (рис. 2), а также изменчивость поля осадков (рис. 3) свидетельствуют о том, что и при изучении изменения уровня Каспийского моря эти особенности следует учитывать. В частности, подъем уровня Каспийского моря, начавшийся с 1978 г. и продолжавшийся до 1995 г., коррелирует как с увеличением количества осадков на водосборной площади Каспия, так и с заметным распространением зоны влияния NAO. Условия, характерные для периода понижения уровня, представлены картами осадков за 1972 и 2005 гг. Однако ранее эту специфику взаимосвязи не учитывали, да и прогнозы изменений уровня моря, как правило, не оправдывались.

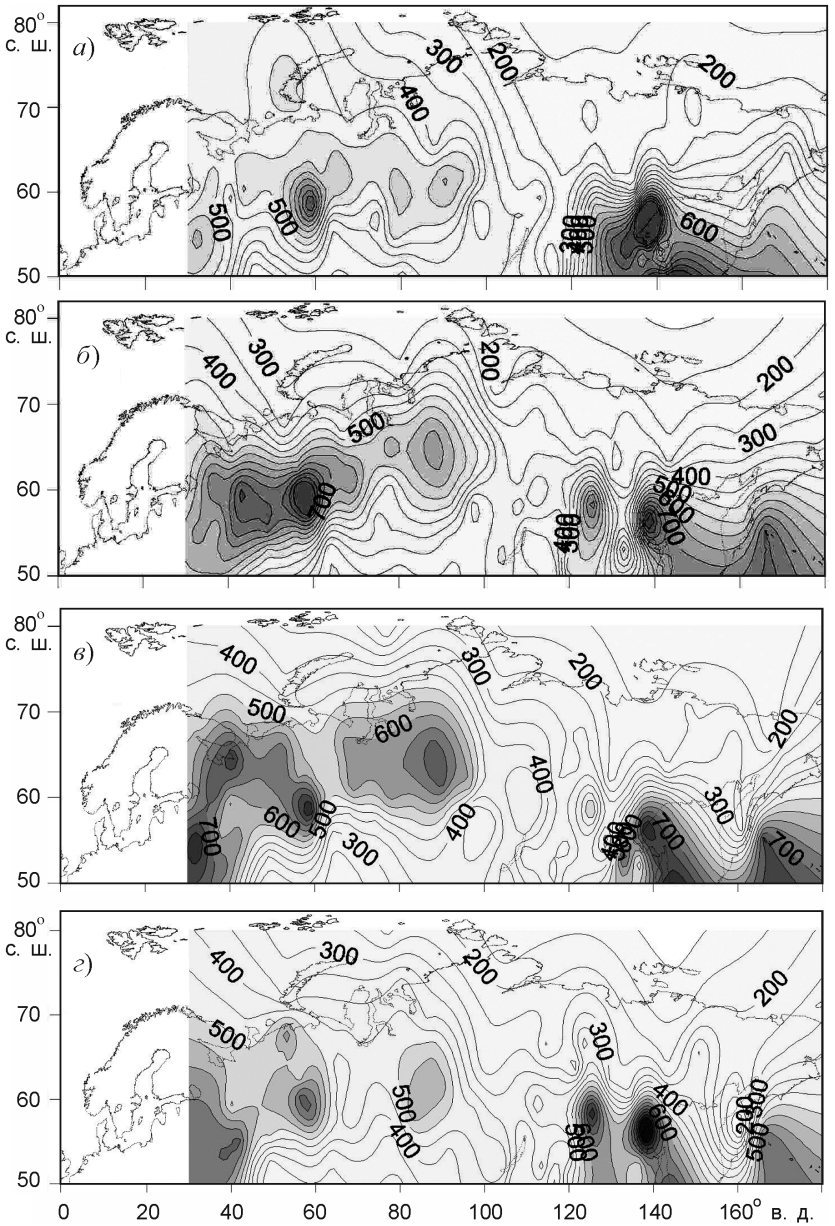


Рис. 3. Сумма осадков за год (110 пунктов по России) за 1972 (*а*), 1978 (*б*), 1995 (*в*) и 2005 гг. (*г*).

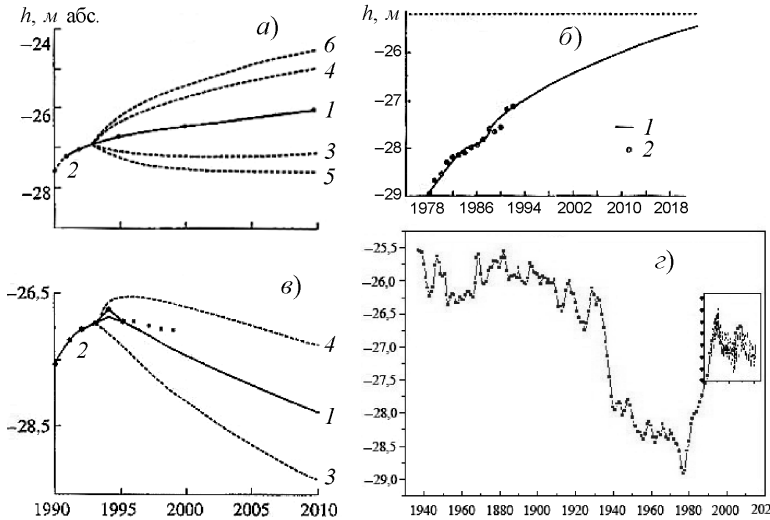


Рис. 4. Результаты стохастического прогноза изменений уровня Каспийского моря применительно к водному балансу за 1978—1995 гг. (*а*), по Казанскому (1994) (*б*) условно среднемноговодному балансу (*в*) и данные наблюдений (*г*). *1* — условное математическое ожидание уровня, *2* — уровень до начала прогноза по данным наблюдений, *3*, *4* и *5*, *6* — границы доверительных 90%- и 98%-ного интервалов соответственно, точки на графике (*б*) — данные наблюдений (*2*) и прогноз (*1*) по работе (Казанский, 1994).

Многолетние изменения уровня Каспийского моря и составляющих его водного баланса исследуются на основе различных подходов. В большинстве случаев принимается гипотеза о стационарности климата на протяжении последних десятилетий. Используются вероятностная методика, линейные и нелинейные стохастические модели с дискретным и непрерывным временем, физические модели взаимодействия внутренней динамики и шума внешней среды и т. д. Однако физический механизм, генерирующий длительные направленные изменения уровня Каспия, остается не полностью раскрытым. Так, согласно исследованиям Ратковича (Раткович, 1993), уровень Каспийского моря должен понижаться (рис. 4*в*). Голицын (Голицын и др., 1998), используя аналогичный подход к водному балансу в период 1978—1995 гг., прогнозировал подъем уровня моря в тот же период (рис. 4*а*). Казанский (Казанский, 1994) прогнозировал еще более интенсивный подъем уровня моря (рис. 4*б*) в то время как данные наблюдений свидетельствуют о несколько другом процессе (рис. 4*г*).

Заметим, что Фролов (Фролов, 2003) считает, что результаты расчетов уровенного режима Каспийского моря на долговременную

перспективу (5—20 лет) должны время от времени пересматриваться с учетом фактического положения и тенденции изменения уровня моря и климатических параметров, определяющих формирование водного баланса моря, а также последствий антропогенной деятельности в бассейне моря. Прогноз уровенных колебаний при этом приобретает адаптивный характер, учитывающий происходящие и уточняющие перспективные изменения параметров природных и антропогенных процессов, формирующих уровенный режим.

Попытки предвидения уровня Каспия, основанные на работах Будыко (Будыко и др., 1988) с учетом прогноза антропогенных изменений климата, также нельзя признать полностью успешными.

Хубларян и Найденов (Хубларян, Найденов, 1994), учитывая нелинейность системы уравнений водного и теплового балансов, показали, что характер ее решения может меняться, возникают неединственные и неустойчивые решения.

Использование моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) на региональном уровне также часто приводит к противоречивым результатам. Например, немецкие ученые К. Арпе и Э. Рокнер (Arpe, Roeckner, 1999) совместно с сотрудниками Института физики атмосферы РАН (Arpe et al., 2000), проанализировав изменения в гидрологическом цикле нескольких бассейнов, включая Каспийское море, отметили увеличение атмосферных осадков и поверхностного стока. Полученные результаты свидетельствуют о подъеме уровня Каспийского моря в XXI в. (рис. 5).

Независимые исследования этого региона, выполненные итальянскими учеными H. Elguindi и Giorgi (Elguindi, Giorgi, 2006) для разных сценариев МГЭИК (A2 и A1b), показали, что в течение XXI в., согласно большинству моделей, наоборот, ожидается устойчивое понижение уровня Каспийского моря. Предсказанное понижение уровня Каспийского моря противоречит результатам, к которым пришли немецкие ученые. Новые климатические исследования этого региона (Мелешко и др., 2008) с помощью семи моделей (IPCC) показали, что уровень моря в XXI в. не будет значимо изменяться.

По-видимому, основная причина отмеченных противоречий связана с использованием разных параметризаций для испарения (модели, использующие более сильную зависимость испарения от температуры воздуха, приводят к более значительному понижению уровня Каспия). Это обстоятельство указывает, в частности, на необходимость проведения дополнительных исследований испарения, как с водной поверхности, так и с поверхности суши. Эта работа ведется, и первые результаты (Панин и др., 2009) открывают новые возможности для более надежного прогнозирования уровня моря.

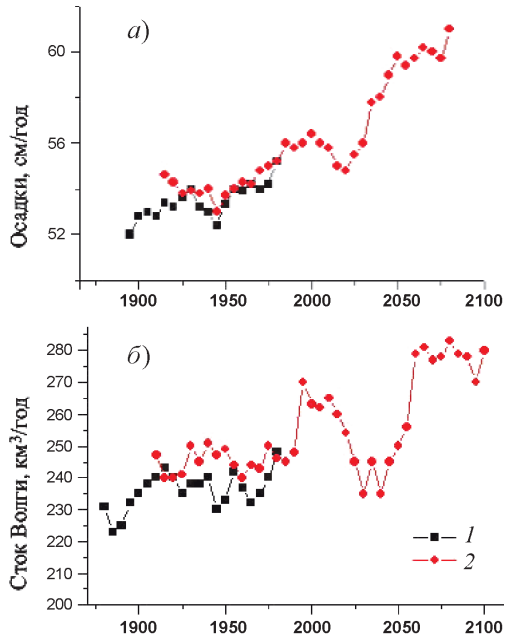


Рис. 5. Фактические (*1*) и модельные (*2*) изменения осадков (*а*) и стока р. Волга (МОЦАО); *б*) данные (Arpe, Roeckner, 1999).

Наряду с этим следует отметить и недостаточную изученность связи региональных изменений составляющих водного баланса Каспия с глобальными процессами.

Покажем, как изменчивость локальных гидрометеорологических характеристик может быть связана с глобальными климатическими изменениями. Запишем систему двух уравнений

$$dh/dt = RF/S(h) + P_L - E_L + GF/S(h), \quad (1)$$

$$dW/dt + AF_1 - AF_2 \approx P - E, \quad (2)$$

где RF — речной сток, GF — подземный сток, $S(h)$ — площадь зеркала моря при определенном уровне моря h, W — влагосодержание атмосферы над бассейном, AF_1, AF_2 — горизонтальные потоки влаги, P и E — атмосферные осадки и испарение соответственно. В уравнениях (1) и (2) и далее индекс L указывает на принадлежность к морю, а индекс C — на принадлежность к водосборной территории. Уравнение (1) характеризует водный баланс замкнутого водоема, уравнение (2) — баланс влаги региона, включающего водоем и его бассейн.

В случае Каспийского моря $GF/S(h) \approx (0{,}1–0{,}2)E_L$. Учитывая также, что речной сток определяется в основном разностью осадков и испарения на водосборе $RF/S(h) = \varphi(P_C - E_C)$, уравнение (1) можем записать как

$$dh/dt = \varphi(P_C - E_C) + P_L - F_L \approx P_C - E_C + P_L - E_L. \quad (3)$$

При $P = P_C + P_L$ и $E = E_C + E_L$ уравнение (1) примет вид

$$dh/dt \approx P - E. \quad (4)$$

Из (4) следует, что изменение уровня Каспийского моря связано главным образом с изменением атмосферных осадков и испарения.

Сравнивая уравнения (2) и (4), получаем, что изменение уровня водоема может быть определено в виде

$$7dh/dt \approx dW/dt + AF_1 - AF_2. \quad (5)$$

Из (5), в частности, следует, что изменение уровня моря, а соответственно и изменение атмосферных осадков и испарения, существенным образом зависит от горизонтального переноса воздушных масс, направления их переноса (т. е. от направления и скорости ветра).

Выполненный ранее анализ (Голицын и др., 1990) в сочетании с обнаруженным трендом модуля скорости ветра дает основание предполагать возможность существования различий в многолетних тенденциях скорости ветра в зависимости от его направления в районе Каспийского моря. Выяснение этого обстоятельства является первоочередной задачей начатых нами исследований по выяснению причин изменения испарения и осадков Каспийского бассейна и уровня Каспийского моря. Как меняется структура приземной циркуляции от года к году в разные сезоны, ветры каких направлений ослабевают и наоборот? На эти вопросы, практически не исследованные, но имеющие важное значение для диагноза многолетних направленных изменений испарения и водного баланса Каспийского моря, делается попытка ответить в настоящей работе.

Для выявления природы этих изменений нами был проведен подробный анализ многолетних изменений гидрометеорологических величин, определяющих интенсивность процессов взаимодействия температуры воздуха, температуры поверхности воды, абсолютной влажности воздуха и модуля скорости ветра на береговых и островных станциях Каспийского моря и станциях его бассейна за период с 1960 по 1990 г. (Голицын и др., 1990). Установлено, что многолетние локальные изменения температуры

воздуха, воды и абсолютной влажности воздуха не имеют статистически значимых линейных трендов и с надежным приближением описываются моделями авторегрессии 1-го порядка со средними значениями параметров регрессии, равными соответственно 0,3—0,4, 0,4—0,5, 0,25—0,35. В этом случае предсказуемость изменения значений указанных гидрометеорологических величин в регионе Каспия довольно низка, предел предсказуемости, как правило, не превышает 1—2 шагов по времени. Относительные ошибки прогноза с одношаговым упреждением колеблются от 0,7 до 0,9 и более.

Наряду с этим нами выявлены статистически значимые на 99%-ном уровне направленные изменения в межгодовом ходе модуля скорости ветра как на большинстве береговых и островных станций Каспийского моря, так и на станциях, расположенных в разных частях его бассейна.

Подводя итог, отметим, что для того чтобы предсказать изменения уровня моря, важно рассмотреть не только динамическое и температурное локальное влияние, но также и циклические специфические особенности движения воздушных масс (смена направления и скорости приземного ветра).

Для этого обратимся к нашему сценарию возможных климатических изменений полярных зон в XXI столетии, базирующемуся на композиции парникового и циклического эффектов (Панин, 2009; Панин и др., 2009). Этот сценарий региональных климатических изменений фактически представляет собой линейное повышение температуры, которое усложнено квазипериодическими изменениями с периодом 30—35 лет. С удалением от полюсов амплитуда квазипериодических колебаний уменьшается, и с приближением к тропической зоне прогноз изменения температуры практически не будет отличаться от прогноза МГЭИК. Каспийское море и его водосбор находятся в умеренных широтах и поэтому циклический эффект здесь может быть еще значительным (Панин, 2009). Фактически это означает, что прогнозы изменений климата Каспийского региона (включая прогноз уровня моря) в XXI столетии с помощью численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана могут быть скорректированы, если учесть циклические особенности изменения климатической системы. Исследование это представляется особенно важным, так как до сих пор нет единого мнения в отношении изменения уровня Каспийского моря. Нет возможности даже с уверенностью сказать о том, какие будут тенденции изменения его уровня.

Проанализируем взаимосвязь процессов, происходящих в окрестности Каспийского моря, с особенностями атмосферной

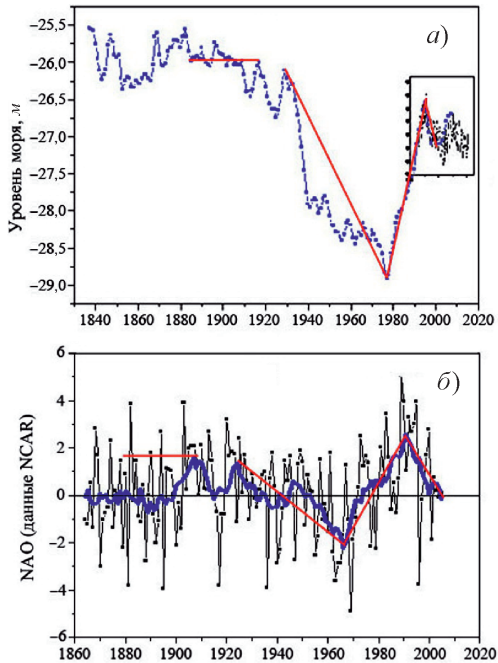


Рис. 6. Тенденции изменения уровня Каспийского моря (*а*) и NAO (*б*).

циркуляции, характеризуемой, в частности, индексами NAO и AO. Рисунок 6 убедительно иллюстрирует согласованность временного хода уровня моря с изменениями в тенденциях NAO.

Ранее авторами (Панин, 2009; Панин и др., 2009) были исследованы циклические особенности климатических изменений в полярных зонах Земли, развит новый подход к описанию возможных региональных и глобальных климатических изменений, базирующийся на привлечении информации об их цикличности. Эта цикличность имеет период 60—65 лет и прослеживается как в данных восстановленных изменений температуры полярных зон Земли, так и в климатических индексах (в частности и в NAO). В первом приближении предложено учитывать циклический эффект в виде (Панин, 2009)

$$T(x, y, t) \approx T_{\text{IPCC}} + k\sin\omega t, \qquad (6)$$

где $T(x, y, t)$ — прогнозируемая температура приземного воздуха, T_{IPCC} — температура, прогнозируемая МГЭИК (IPCC), k —

эмпирический коэффициент, характеризующий географическую широту (на полюсе принимает максимальное значение, а с приближением к экватору стремится к нулю).

Приведенные оценки, таким образом, показывают, что прогнозы изменений климата в XXI столетии с помощью численных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, которые дают линейную или логарифмическую зависимость между изменениями температуры воздуха и концентрации парниковых газов в атмосфере, могут быть скорректированы, если учесть циклические особенности изменения климатической системы.

Новый сценарий возможных климатических изменений полярных зон в XXI столетии, базирующийся на композиции парникового и циклического эффектов, фактически представляет собой линейное повышение температуры, которое усложнено квазипериодическими изменениями. Согласно этому сценарию, период стремительных изменений температуры, происходящих в последние десятилетия, заканчивается. В ближайшие 30 лет XXI в. климатические изменения станут менее стремительными, чем это следует из результатов моделирования МГЭИК. Данные инструментальных измерений глобальной и региональной температуры иллюстрируют, что линейный тренд на рубеже веков уже сменил знак с положительного на отрицательный. В течение следующих 30—35 лет (начиная примерно с 2040—2045 гг.) учет указанной цикличности приведет к новой, еще более существенной, чем наблюдалась в последние годы, скорости изменения климата и соответственно более сильному потеплению, чем это следует из результатов моделирования МГЭИК. В следующие более чем три десятилетия повышение температуры воздуха вследствие увеличения количества парниковых газов в атмосфере снова замедлится, т. е. оно станет менее стремительным, чем следует из результатов моделирования МГЭИК.

Такой сценарий будет наиболее вероятен также и для Каспийского моря (рис. 6). Можно будет ожидать, что происходящее понижение уровня моря (рис. 6*а*) будет продолжаться приблизительно до 2030—2035 гг. и только после этого начнется новый его подъем.

Выводы

В Северной Евразии влияние NAO, AO варьирует во времени и по масштабу. В частности, в период 1973—2000 гг. (основной период подъема уровня Каспийского моря) территория, подверженная их влиянию, практически в два раза больше по сравнению с периодом 1943—1973 гг. В последнее десятилетие началось ослабление влияния NAO и AO (со смещением их влияния на юг) на климат

Северной Евразии, которое сопровождается понижением температуры воздуха. Следует заметить, что этот факт находит подтверждение в начавшемся с 2008 г. увеличении площади льдов Северного Ледовитого океана. За последние 35 лет почти во всех регионах РФ зафиксировано увеличение количества годовых осадков, хотя эти изменения небольшие. Существенно увеличились весной осадки в Западной Сибири и уменьшились зимой на северо-востоке страны.

Для объяснения вариаций уровня Каспийского моря использована концепция климатических изменений, базирующаяся на композиции парникового и циклического эффектов, которая позволяет дать объяснение не только повышению температуры, вызванному эмиссией парниковых газов, но и вариациям регионального и глобального климата.

Выявлены тенденции в изменении уровня Каспийского моря, предложен новый сценарий возможных региональных климатических и уровенных изменений в XXI столетии, базирующийся на композиции парникового и циклического эффектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданова Э. Г., Ильин Б. Н., Гаврилова С. Ю. 2007. Современные методы корректировки измеренных осадков и результаты их применения в полярных регионах России и Северной Америке. Метеорология и гидрология. № 4. С. 21—44.

Богданова Э. Г., Мещерская А. В. 1998. Оценка влияния потерь на смачивание на однородность рядов годовых сумм осадков. Метеорология и гидрология. № 11. С. 88—98.

Будыко М. И., Ефимова Н. А., Лобанов В. В. 1988. Будущий уровень Каспийского моря. Метеорология и гидрология. № 35. С. 86—94.

Голицын Г. С., Дзюба А. В., Осипов А. Г., Панин Г. Н. 1990. Региональные изменения климата и их проявления в современном подъеме уровня Каспийского моря. Доклады АН СССР. Т. 313, № 5. С. 1224—1227.

Голицын Г. С., Раткович Д. Я., Фортус М. И., Фролов А. В. 1998. О современном подъеме уровня Каспийского моря. Водные ресурсы. Т. 25, № 2. С. 133—139.

Голубев В. С. 1969. Изучение точности учета атмосферных осадков. Труды ГГИ. Вып. 176. С. 149—164.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В. 2008. Изменения климата на территории России: температура воздуха и атмосферные осадки. В кн.: Изменение окружающей среды и климата. Т. 6. С. 11—23.

Казанский А. Б. 1994. Возможный подход к прогнозу возрастания уровня Каспийского моря. Доклады АН СССР. Т. 338, № 4. С. 531—537.

Мелешко В. П., Катцов В. М., Мирвис В. М., Говоркова В. А., Павлова Т. В. 2008. Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета. Метеорология и гидрология. № 8. С. 5—19.

Панин Г. Н. 2009. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях. Доклады Академии наук. Т. 427, № 3. С. 397—402.

Панин Г. Н., Соломонова И. В., Выручалкина Т. Ю. 2009. Климатические тенденции в средних и высоких широтах Северного полушария. Водные ресурсы. Т. 36, № 6. С. 743—756.

РИА-Новости. http://www.rian.ru/science/20070115/59061625.html.

Раткович Д. Я. 1993. Современные колебания уровня Каспийского моря. Водные ресурсы. Т. 20, № 2. С. 160—171.

Фролов А. В. 2003. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: Теория и приложения. М.: ГЕОС. 171 С.

Хубларян М. Г., Найденов В. И. 1994. Нелинейная теория колебаний уровня природных водоемов. Воды суши: Проблемы и решения. М.: ИВП РАН. С. 193—216.

Указания для гидрометеорологических станций по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. 1969. Л.: Гидрометеоиздат. 31 С.

Указания для управлений гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. 1969. Л.: Гидрометеоиздат. 55 С.

Arpe K. and Roeckner E. 1999. Simulation of the hydrological cycle over Europe: Model validation and impacts of increasing greenhouse gases. Advances in Water Resources. Vol. 23, No. 2. PP. 105—119.

Arpe K., Bengtsson L., Golitsyn G. S., Mokhov I. I., Semenov V. A., and Sporyshev P. V. 2000. Connection between Caspian Sea level variability and ENSO, Geophys. Res. Lett. Vol. 27. PP. 2693—2696.

Climate Change 2007. 2007. The Physical Scientific Basis. IPCC. http://www.ipcc.ch/

Elguindi N. and Giorgi F. 2006. Projected changes in the Caspian Sea level for the 21st century based on the latest AOGCM simulations. Geophys. Res. Lett. Vol. 33. L08706.

Groisman P. Ya., Koknaeva V. V., Belokrylova T. A., and Karl T. R. 1991. Overcoming biases of precipitation measurement. A history of the USSR experience. Bull. Amer. Meteorol. Soc. Vol. 72, No. 11. PP. 1725—1733.

Groisman P. and Rankova E. 2001. Precipitation trends over the Russian permafrost free zone: Removing the artifacts of pre-processing. Int. J. of Climatology. Vol. 21, No. 6. PP. 657—678.

Vose R. S., Schmoyer R. L., Steurer P. M., Peterson T. C., Heim R., Karl T. R., and Eischeid J. 1992. The Global Historical Climatology Network: Long Term Montly Temperature, Precipitation, Sea Level Pressure, and Station Pressure Data. 1992. ORNL/CDIAC 53. NDP 041. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory. Oak Ringe, TN. 325 P.

МОНИТОРИНГ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Ю. П. Переведенцев[1)], *К. М. Шанталинский*[2)]

Россия, 420008 Казань, ул. Кремлевская, д. 18, Казанский (Приволжский) федеральный университет. [1)]Yuri.Perevedentsev@ksu.ru, [2)]Konstantin.Shantalinsky@ksu.ru

Реферат. Представлены результаты статистического анализа современных изменений климата в тропосфере и стратосфере Земли и в отдельных регионах Северного полушария по данным Университета Восточной Англии (Великобритания) о приземной температуре воздуха по всему земному шару за 1850—2010 гг. и реанализа NCEP/NCAR (США) о температуре воздуха в тропосфере и стратосфере Северного полушария за последние 63 года (1948—2010 гг.). Выявлены продолжительность, интенсивность и знак изменения долгопериодной компоненты средней годовой температуры воздуха для обоих полушарий в период с 1850 по 2010 г. Анализ вертикального распределения температуры, усредненной по территории Северного полушария и его широтных зон, показал, что в 1972—2010 гг. ее наибольшее повышение наблюдалось на уровне изобарической поверхности 850 гПа (>1°С). В тропосфере происходило потепление, а в стратосфере похолодание. Однако в последние годы наметилась тенденция потепления и на стратосферных уровнях, что противоречит парниковой теории глобального потепления климата и может послужить предвестником новых изменений. Отмечается также пространственно-временная неоднородность изменения температуры.

Ключевые слова. Климат, изменение климата, температура воздуха.

MONITORING OF GLOBAL AND REGIONAL CLIMATE CHANGES IN THE TROPOSPHERE AND STRATOSPHERE OF THE NORTHERN HEMISPHERE

Yu. P. Perevedentsev[1)] *and K. M. Shantalinsky*[2)]

Kazan Federal University, 18, ul. Kremlevskaya, 420008 Kazan, Russia. [1)]Yuri.Perevedentsev@ksu.ru, [2)]Konstantin.Shantalinsky@ksu.ru

Abstract. The paper presents results of statistical analysis of recent climate changes in the troposphere and stratosphere of the Earth, as well as in various regions of the Northern Hemisphere. The analysis is based on the data on global surface air temperature for 1850−2010 from the University of East Anglia (the United Kingdom) and NCEP/NCAR (the United States) reanalysis data on the air temperatures in the troposphere

and stratosphere of the Northern Hemisphere over the last 63 years (1948–2010). Changes are found in duration, intensity and sign of the long-term component of the mean annual air temperature for both hemispheres in 1850–2010. Analysis of the vertical profiles of averaged changes in temperature over the Northern Hemisphere and its latitudinal zones showed that in 1972–2010 maximal change (more than 1°C) occurred at the isobaric surface of 850 hPa. Warming is detected in the troposphere, while cooling occurred in the stratosphere. However, a tendency of warming at stratospheric levels has also been found recently, which contradicts the greenhouse theory of global warming and can be considered as a signal of new changes. Spatiotemporal heterogeneity of temperature changes is also found.

Key words. Climate, climate change, air temperature.

Введение

Проблема глобальных и региональных изменений окружающей среды и климата стала в настоящее время как никогда актуальной в связи с усиливающимся влиянием различных факторов, основными из которых являются солнечная активность, процессы, происходящие в земной коре и ядре, и антропогенные факторы (Абдусаматов, 2009; Сергин, 2008). По современным представлениям климат отражает физическое, химическое и биологическое состояние составляющих земной климатической системы (атмосферы, океана, суши, криосферы, биоты), и поэтому для понимания его изменчивости необходима оценка динамики их параметров (Груза, 1992; Оценочный доклад... ,2008). По существу понятие климатической системы становится сейчас адекватным понятию окружающей природной среды (Переведенцев, 2009). Причем эволюция этой сложной самоорганизующейся системы определяется, с одной стороны, взаимодействием ее природных сред, а с другой — непрерывным воздействием на нее человека (Кравцов, 1997). Поэтому те глобальные и региональные изменения, которые в последние годы происходят в окружающей среде, несомненно, должны найти отражение и в состоянии климата.

Следует отметить, что климатические исследования в Казанском университете ведутся почти 200 лет с момента открытия при нем Метеорологической обсерватории в январе 1812 г., в которой в 1827 г. три дня измерения проводил сам Александр фон Гумбольдт, посетивший Казань по приглашению профессора физики и минералогии А. Я. Купфера (впоследствии академик Петербургской академии наук, основатель Главной физической обсерватории). А. Я. Купфер построил во дворе университета метеорологический павильон, данные наблюдений в котором за период с 1828 по 1831 г.

были опубликованы им в книге “Voyage dans l’Oural” (История физики , 2007; Переведенцев, 2001). Безусловно, теперь возможности исследователей значительно возросли из-за достижений в области информационных и вычислительных технологий, что позволяет анализировать крупномасштабные и даже глобальные процессы.

Вместе с тем как эмпирические, так и модельные данные свидетельствуют о неравномерности изменения основных климатических показателей по территории земного шара, что стимулирует интерес и к региональным исследованиям (Анисимов и др., 2007; Елисеев и др., 2011; Brohan et al., 2006). Для метеорологов и климатологов Казанского университета на протяжении многих лет таким приоритетом был регион Среднего Поволжья (Климат Казани... ,2006; Колобов, 1968). Последние 50 лет кафедра метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Казанского университета в содружестве с коллегами из Росгидромета исследовала климатические условия и ресурсы субъектов РФ, входящих в Приволжский федеральный округ.

Методы и материалы

В качестве исходных материалов для данного исследования использовались временные ряды аномалий приповерхностной температуры по всему земному шару (1850−2010 гг.) Университета Восточной Англии (данные CRU) (Brohan et al., 2006; Jones et al., 1999; Rayner et al., 2006), а также данные NCEP/NCAR реанализа температуры воздуха (1948—2010 гг.) в тропосфере и стратосфере Северного полушария за последние 63 года (1948—2010 гг.), распространяемые NOAA/OAR/ESRL PSD, Боулдер, Колорадо, США.

Система реанализа NCEP/NCAR включает трехмерную схему спектральной статистической интерполяции данных. Эта схема ассимилирует данные радиозондирования о температуре, ветре, влажности, спутниковые данные о ветре и температуре, данные об облачности с геостационарных спутников, наблюдения наземных станций, судовые данные и данные морских буев. Для проведения четырехмерного объективного анализа система реанализа NCEP/NCAR использует глобальную спектральную модель с 28 вертикальными σ-уровнями и горизонтальным треугольным усечением по 62 спектральным гармоникам, что эквивалентно примерно 210 км (Дегтярев, 2008).

Результатом работы системы реанализа NCEP/NCAR являются трехмерные глобальные поля метеорологических величин с горизонтальным разрешением не ниже $2{,}5 \times 2{,}5^{\circ}$ в сферической системе координат на 17 вертикальных уровнях (Kalnay et al., 1996).

По данным реанализа изменения температурного режима исследовались как для территории всего Северного полушария, так и в трех широтных зонах: приполярной (90—65° с. ш.), умеренной (65—30° с. ш.) и тропической (30—0° с. ш.). Кроме того, в каждой зоне были выделены крупные регионы в зависимости от типа подстилающей поверхности (суша, океан). Исходные данные, представленные в узлах географических сеток, были осреднены по полушарию в целом и указанным регионам и представлены, как и в случае данных CRU, в виде временных рядов аномалий относительно периода 1961—1990 гг.

Динамика долгопериодных изменений в полях температуры выявлялась методом цифровой фильтрации, для чего использовался низкочастотный фильтр Поттера с точкой отсечения 10 и 30 лет, т. е. из исходного временного ряда отфильтровывались все колебания с периодом менее 10 или 30 лет. Использование указанного метода фильтрации связано с тем, что фильтр Поттера не дает существенных искажений фазы колебаний в сглаженном ряду по сравнению с исходным. Кроме того, результат фильтрации близок к результатам, получаемым с помощью широко используемого в климатологии сглаживания временных рядов скользящим осреднением (в данном случае 11- или 31-летним), но лучше по качеству фильтрации (Отнес, Эноксон, 1982).

Долгопериодные (низкочастотные) изменения на том или ином временном отрезке определялись как разность сглаженных значений в конце и начале исследуемого интервала (разность экстремумов кривой низкочастотной компоненты). Межгодовая разность сглаженных величин характеризует скорость изменения температуры от года к году, а отношение величины долгопериодного изменения к длине временного отрезка дает среднюю на временном интервале скорость изменения температуры.

Коэффициент линейной корреляции между низкочастотными компонентами временных рядов на полушарии в выделенных регионах и узлах поля исследуемой метеорологической величины использовался для оценки степени сходства динамики климатических изменений в отдельных частях полушария и на полушарии в целом.

Результаты и дискуссия

Сначала рассмотрим временной ход аномалий осредненной по полушариям температуры за весь период инструментальных наблюдений с учетом завершившихся в 2010 г. по данным CRU. Кроме того, по данным реанализа проведем пространственно-временной анализ температуры за последние 60 лет от поверхности

земли до высоты 30 км и, после применения низкочастотной фильтрации, изучим ее долгопериодную динамику.

Наблюдаются различия (рис. 1) в изменениях аномалий температуры Северного и Южного полушарий. Так, средняя аномалия средней годовой приповерхностной температуры, усредненной по всему Северному полушарию, достигла своего максимума на отрезке времени 1850—2010 гг. в 2005 г. (0,626°С), а затем понизилась к 2008 г. до 0,480°С и вновь повысилась к 2010 г. до 0,619°С. В Южном полушарии максимальная аномалия зафиксирована в 1998 г. (0,485°С) в период наиболее интенсивного явления Эль-Ниньо и далее началось ее плавное понижение, согласно сглаживающей кривой до 0,17°С в 2008 г., а в последующем отмечено ее увеличение.

Аномалия средней за зиму температуры (декабрь — февраль) в Северном полушарии изменяется аналогично среднегодовой, ее максимум в Северном полушарии отмечен зимой 2006/07г. (0,781°С), в Южном полушарии (июнь — август) она равна 0,575°С и зафиксирована в 1998 г. Далее происходило уже отмеченное понижение температуры Южного полушария на протяжении 10 лет.

Аномалии осредненной по полушариям температуры за летний период ведут себя следующим образом. В Северном полушарии (июнь — август) максимум в 0,750°С отмечен в 2010 г. (в 1998 г. 0,708°С, а в 2008 г. 0,530°С); в Южном (декабрь — февраль) максимум отмечен зимой 1997/98 г. 0,521°С (зимой 2009/10 г. 0,457°С), т. е. Северное полушарие, где больше суши, летом прогревается значительнее, чем океаническое Южное, где большую охлаждающую роль играют льды Антарктиды.

Рассмотрим особенности изменения аномалий приповерхностной температуры воздуха за период с 1850 по 2010 г. (данные CRU) и более детально с 1948 по 2010 г. (реанализ NCEP/NCAR). Анализ рядов, сглаженных низкочастотным фильтром Поттера, показывает, что за последние более чем 150 лет инструментальных наблюдений при общем весьма существенном, но достаточно неравномерном повышении средней годовой температуры Северного полушария имели место и периоды ее понижения (рис. 2, таблица). Первое похолодание за указанный период наблюдалось с 1877 по 1911 г. (0,23°С за 34 года); второе — с 1940 по 1972 г. (0,17°С за 32 года). После похолоданий следовали периоды более интенсивного потепления. Первое имело место с 1911 по 1940 г.: среднегодовая температура Северного полушария повысилась на 0,51°С за 29 лет; второе — с 1972 по 2010 г. и, судя по ходу кривой скорости потепления, еще не завершилось, хотя скорость повышения среднегодовой температуры близка к нулю. Тем не менее потепление

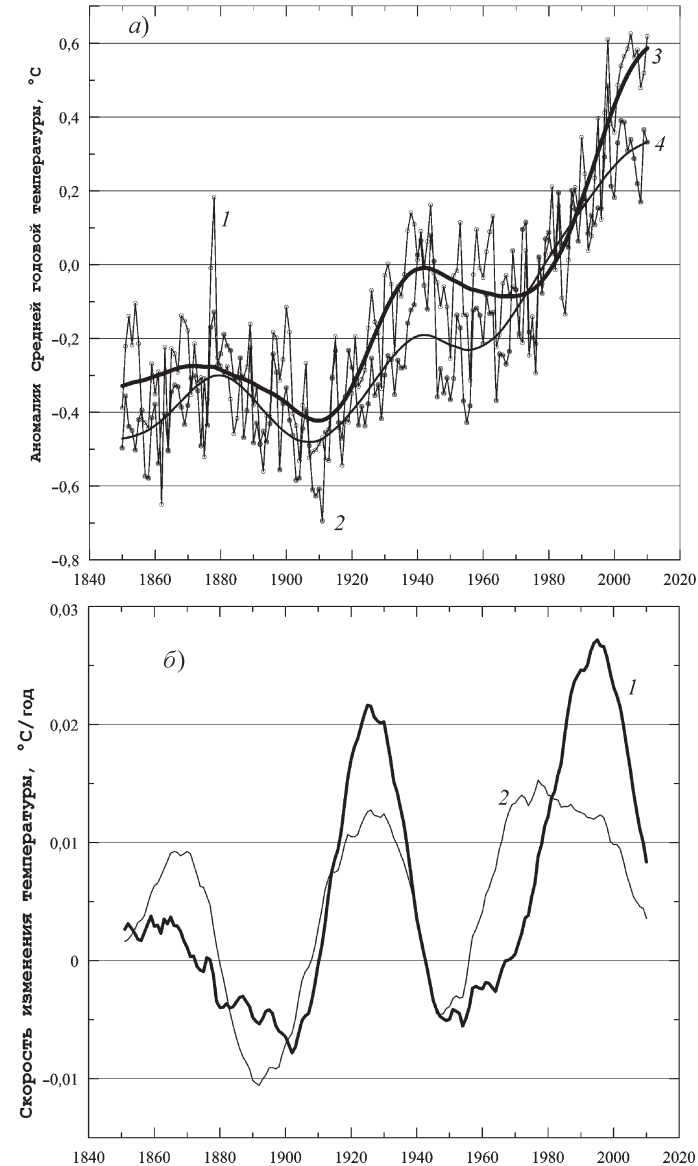


Рис. 1. Многолетний ход аномалий средней годовой приземной температуры воздуха Северного (*1*) и Южного (*2*) полушарий и ее долгопериодной компоненты (30 лет и более; соответственно *3*, *4*) (*а*) и интенсивности изменения долгопериодной компоненты (30 лет и более) температуры Северного (*1*) и Южного (*2*) полушарий (*б*).

продолжается уже 38 лет, а повышение температуры за этот период составило 0,71°С.

Обращают на себя внимание факт уменьшения со временем скорости понижения температуры с −0,07 до −0,05°С/10 лет и некоторое увеличение скорости ее повышения с 0,18 до 0,19°С/10 лет. Отчетливо проявляется в ходе аномалий средней годовой приповерхностной температуры Северного полушария 60—70-летнее колебание (рис. 1*б*), а также более слабое 20-летнее, наиболее активно проявляющее себя в периоды похолоданий (рис. 2*б*). Заметим, что данный эмпирический факт выявлен для периода 1850—2010 гг. Таким образом, при сохранении ансамбля выявленных колебаний температуры в ближайшем будущем можно ожидать некоторого снижения темпов потепления, которое уже наметилось, и даже возможно слабого похолодания на фоне уже достигнутых высоких значений.

На факт замедления современного потепления было обращено внимание в работах (Груза, Ранькова, 2009; Переведенцев, Шанталинский, 2008), где на основании оценок линейных трендов пространственно осредненной температуры для земного шара, Северного и Южного полушарий и территории России показано, что в Южном полушарии определенно отмечается замедление темпов потепления — в большей мере над океанами (с 2003 г.) и несколько слабее над континентами (с 2005 г.). В Северном полушарии, согласно (Груза, Ранькова, 2009), наиболее интенсивное ослабление потепления отмечено над океанами (с 2005 г.), в то время как над сушей скорость потепления достигла своего максимума лишь в 2007 г.

Перейдем к рассмотрению характеристик изменения температуры воздуха в разных регионах Северного полушария по данным реанализа в период 1948—2010 гг. Сравнение хода аномалий температуры по данным CRU и реанализа показывает их существенное различие в начале исследуемого периода (рис. 3). Так, с 1948 по 1960 г. данные реанализа существенно завышают величину аномалии среднегодовой температуры по сравнению с данными CRU. В конце исследуемого периода данные реанализа также расходятся с данными CRU, но в меньшей степени. На наш взгляд, это расхождение в начальный период можно объяснить недостаточностью исходных данных, использованных в реанализе, а в конце периода — существенным увеличением числа данных. В связи с этим данные реанализа несколько завышают (на 0,1°С) величину потепления в конце исследуемого периода и в большей степени (приблизительно на 0,3°С) величину похолодания в его начале.

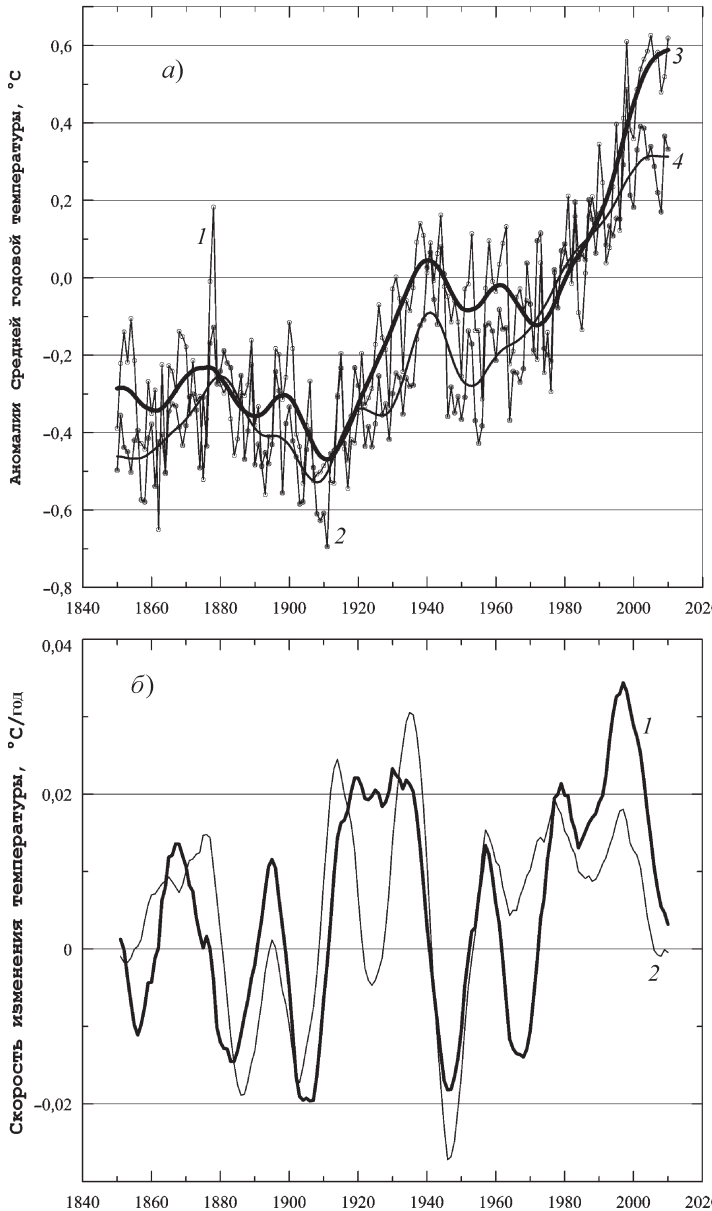


Рис. 2. То же, что на рис. 1, с использованием низкочастотного фильтра Поттера (полоса пропускания 10 лет и более).

Характеристики изменения долгопериодной компоненты (10 лет и более) средней годовой температуры воздуха Северного и Южного полушарий

Динамика	Период, годы	Продолжительность, годы	Значение, °С	Интенсивность, °С/год
Северное полушарие				
+	1850—1851	1	0,000	0,0004
−	1851—1861	10	−0,056	−0,0056
+	1861—1876	15	0,106	0,0071
−	1876—1890	14	−0,125	−0,0089
+	1890—1898	8	0,054	0,0068
−	1898—1911	13	−0,165	−0,0127
+	1911—1940	29	0,511	0,0176
−	1940—1952	12	−0,126	−0,0105
+	1952—1961	9	0,063	0,0070
−	1961—1972	11	−0,104	−0,0095
+	1972—2010	38	0,706	0,0186
Южное полушарие				
−	1850—1855	5	−0,004	−0,0008
+	1855—1880	25	0,208	0,0083
−	1880—1894	14	−0,152	−0,0109
+	1894—1895	1	0,001	0,0008
−	1895—1908	13	−0,121	−0,0093
+	1908—1921	13	0,190	0,0146
−	1921—1927	6	−0,014	−0,0024
+	1927—1941	14	0,263	0,0188
−	1941—1953	12	−0,186	−0,0155
+	1953—2006	53	0,590	0,0111
−	2006—2008	2	−0,001	−0,0006
+	2008—2010	2	0,000	−0,0001

Примечание. Знак плюс означает повышение температуры, знак минус — понижение.

Наиболее резко процессы изменения температуры выражены в приполярной зоне Северного полушария, где похолодание (−0,54°С за 13 лет) сменилось потеплением, которое продолжается уже 44 года и к настоящему времени составило 2,38°С. В умеренной зоне интенсивность последнего потепления и интенсивность предшествующего ему похолодания весьма близки и составляют 0,22 и −0,27°С/10 лет соответственно. В результате за последние 37 лет температура повысилась на 0,75°С, что почти в три раза меньше, чем в приполярной зоне. Более того, в последние годы повышение средней годовой температуры в умеренной зоне Северного полушария практически прекратилось. Наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропической зоне, где за последние 39 лет температура повысилась на 0,54°С.

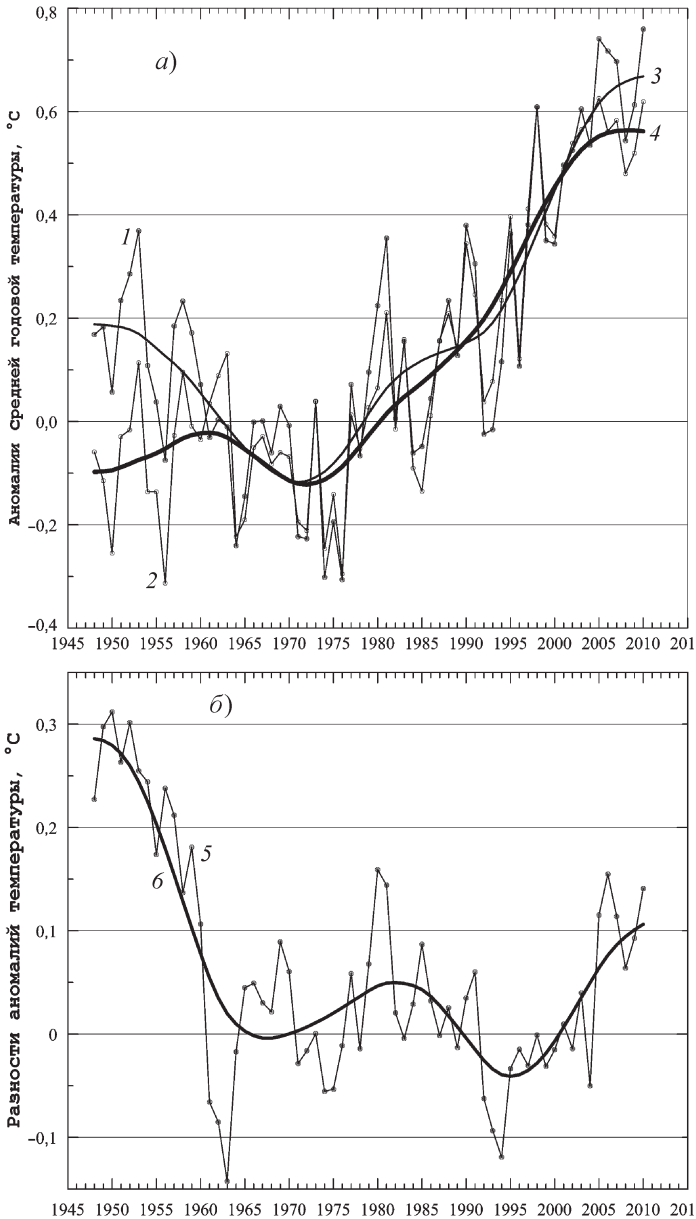


Рис. 3. Многолетний ход аномалий средней годовой приземной температуры Северного полушария (*1*, *2*) и ее низкочастотной (10 лет и более) компоненты (*3*, *4*) (*а*) по данным реанализа (*1*, *3*) и Университета Восточной Англии (*2*, *4*) и и разности аномалий исходного (*5*) и сглаженного (*б*) рядов (*б*).

Обращает на себя внимание также резкое уменьшение интенсивности повышения приземной температуры воздуха в период с 1983 по 1994 г., которое прослеживается практически во всех регионах полушария. Оно вызвано, в частности, уменьшением прозрачности атмосферы в связи с поступлением в атмосферу большого количества продуктов извержений вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. В результате уменьшение интенсивности повышения температуры отмечается во всей тропосфере, а в стратосфере вследствие поглощения солнечной радиации продуктами извержения имеет место значительное повышение температуры.

Над термически более инерционной подстилающей поверхностью — океаном — изменения температуры выражены слабее, чем над сушей, где наибольшие изменения имеют место в умеренной зоне Евразии. Здесь похолодание за 24 года составило 1,02°С, а потепление за 38 лет — 1,01°С. Наименьшее изменение температурного режима над сушей наблюдается в тропической зоне Америки, которая представляет собой узкую полосу суши между океанами, вследствие чего долгопериодные колебания приземной температуры здесь невелики. Похолодание за короткий период (11 лет) составило 0,13°С, а современное потепление, длящееся 41 год, — 0,46°С. Над океанической поверхностью наиболее активные изменения температуры происходят в северной части Индийского океана, где потепление за 54 года составило 0,82°С.

В зимний сезон (декабрь — февраль) величина потепления существенно больше, чем в летний (июнь — август), за исключением тропической зоны, где, впрочем, период потепления летом начался намного раньше. Интенсивность же потепления во всех регионах больше в зимний сезон.

Однако в последние годы отмечается некоторое уменьшение интенсивности повышения и даже понижение средней за зиму температуры, выраженное ярче всего в районах суши умеренных широт. Максимальное понижение отмечается в умеренных широтах Евразии, где за последние 12 лет оно составило 0,62°С. Таким образом, интенсивность наблюдающегося в настоящее время понижения температуры в этом регионе по данным реанализа сравнима с интенсивностью предшествующего потепления (0,51 и 0,56°С/10 лет соответственно).

Таким образом, наиболее длительные периоды потепления за последние 60 лет наблюдаются в приполярной и тропической зонах, но в приполярной зоне потепление намного сильнее. В этих широтных зонах потепление существенно превосходит предшествующее похолодание. В умеренных широтах, где наблюдается интенсивный макротурбулентный межширотный обмен, различия

между значениями последнего потепления и предшествующего ему похолодания минимальны.

Расчет коэффициентов линейной корреляции между рядами сглаженных значений температуры в каждом узле географической сетки и средними по всему полушарию позволил выявить области, в которых ход температуры близок к среднему, и области, в которых он существенно отличается от среднего. Максимальные значения коэффициентов корреляции, а значит наибольшее сходство хода сглаженных кривых средней годовой приземной температуры воздуха в конкретной точке и средней по полушарию, наблюдаются, как правило, над океанической поверхностью (восточная часть Атлантики и Средиземного моря, западная часть Тихого океана, значительная часть Арктики, район Карибского моря и Мексиканского залива и др.), а также над некоторыми континентальными районами (районы Прибайкалья, Великих озер, северо-запад Канады, Аляска и др.). Одновременно значительная часть полушария характеризуется изменениями температуры, несходными со средним значением (восточная часть Тихого океана, значительная часть Северной Америки, Северная Африка, юг Евразии, районы к западу и югу от Гренландии, горные области Евразии и т. д.). Например, район между южной оконечностью Гренландии и Лабрадором характеризуется постоянным понижением средней годовой температуры до 1990-х годов, а затем ее быстрым повышением, что существенно отличается от средней картины по полушарию. В то же время относительно недалеко, на восточном побережье Гренландии, ход изменения температуры аналогичен изменению среднеполушарной температуры. Однако, несмотря на все разнообразие изменений температуры в разных регионах Северного полушария, в большинстве из них наблюдается повышение температуры начиная с 1990-х годов.

Были построены вертикальные разрезы многолетнего хода межгодовых разностей низкочастотной компоненты (скорость, °С/год) изменения температуры по данным реанализа за период 1948—2010 гг. Сумма этих разностей за некоторый интервал времени дает качественное и количественное представление о ходе процесса изменения температуры на том или ином уровне тропосферы и стратосферы. Анализ вертикальных разрезов многолетнего хода скорости изменения низкочастотной компоненты (с периодом более 10 лет) средней годовой температуры (рис. 4) показывает, что в период 1972—2010 гг. в основной толще тропосферы наблюдалось потепление, причем наибольшее повышение температуры за этот период наблюдалось на уровне изобарической поверхности 850 гПа (>1°С). Далее с высотой в среднем величина современного поте-

пления убывает. Так, если в среднем для полушария у поверхности земли она составила 0,79°С за 39 последних лет, то на уровне изобарической поверхности 500 гПа (средняя высота около 5,5 км) температура за этот же период времени повысилась на 0,69°С.

В стратосфере, наоборот, имело место похолодание (1980—1990-е годы). Однако с начала XXI столетия в стратосфере началось потепление. Так как процессы в тропосфере и стратосфере идут в противофазе (рис. 4), то можно предположить, что в ближайшие годы в тропосфере, возможно, наступит похолодание. Процесс замедления потепления в тропосфере просматривается и в масштабах всего земного шара.

Дополнительный анализ результатов исследования в отдельных широтных зонах и регионах полушария позволил установить, что наибольшие различия между величиной потепления у поверхности и в средней тропосфере наблюдаются в приполярной зоне (2,33 и 0,87°С соответственно), а наименьшие — в умеренной и тропической (0,05 и 0,06°С). Тип подстилающей поверхности также незначительно влияет на разность между величиной повышения температуры у земли и в средней тропосфере. Над сушей она около 0,2, над океанической поверхностью — 0,1°С. Обнаруженное уменьшение повышения температуры в средней тропосфере по сравнению с приземной температурой связано, в частности, с тем, что под влиянием вулканических выбросов с середины 1980-х до середины 1990-х годов в тропосфере наблюдалось слабое понижение температуры, а не уменьшение скорости ее повышения, как у поверхности земли.

Выводы

Сравнение временного хода аномалий температуры с 1948 по 2010 г. по данным CRU и реанализа выявило заметные расхождения в начале и конце рассматриваемого периода. В результате данные реанализа несколько завышают (на 0,1°С) величину потепления в конце исследуемого периода и в большей степени (приблизительно на 0,3°С) величину похолодания в его начале.

Установлено, что за последние 37 лет температура в умеренных широтах Северного полушария повысилась на 0,75°С, что почти в 3 раза меньше, чем в приполярной зоне (2,38°С), а наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропиках, где за последние 39 лет температура повысилась на 0,54°С. Причем над океанической поверхностью изменения температуры выражены существенно слабее, чем над сушей.

Получены оценки современного потепления в тропосфере. Показано, что если в среднем для Северного полушария у поверх-

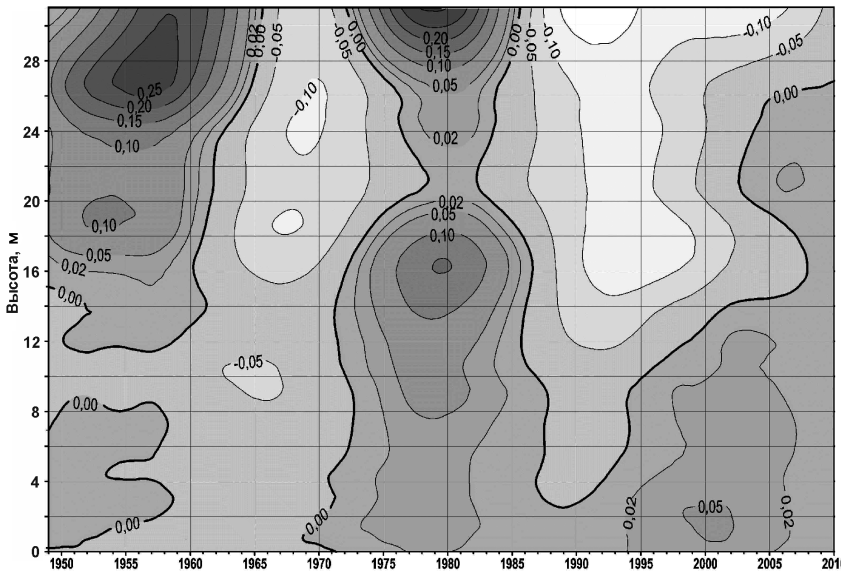


Рис. 4. Временной вертикальный разрез осредненных по территории Северного полушария изменений долгопериодной (10 лет и более) компоненты температуры воздуха (°С/год) по данным реанализа.

ности земли потепление за 39 последних лет составило 0,79°С, то на уровне изобарической поверхности 500 гПа она повысилась на 0,69°С. Причем наибольшие различия между величиной потепления у поверхности земли и в средней тропосфере наблюдаются в приполярной зоне, а наименьшие — в умеренной и тропической.

Построены вертикальные разрезы осредненных по территории Северного полушария, суши и океана, разных широтных зон изменений температуры воздуха за период с 1971 по 2010 г. по данным за год и сезоны. Показано, что наибольшее повышение температуры за этот период наблюдалось на уровне изобарической поверхности 850 гПа (>1°С). При переходе из тропосферы в стратосферу происходила смена знака изменения температуры (похолодание стратосферы). Вид вертикального распределения зависит от типа подстилающей поверхности и широтной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдусаматов Х. 2009. Солнце определяет климат. Наука и жизнь. № 1. С. 34—42.

Анисимов О. А., Лобанов В. А., Ренева С. А. 2007. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть XXI века. Метеорология и гидрология. № 10. С. 20—29.

Груза Г. В. 1992. Климатическая изменчивость и прогноз изменений климата. Природа. № 8. С. 28—35.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2009. Оценка изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. № 11. С. 15—29.

Дегтярев А. И. 2008. Муссоны в системе глобальной циркуляции атмосферы: диагностика и моделирование. М.: НИЦ "Планета". 295 С.

Елисеев А. В., Мохов И. И., Мурышев К. Е. 2011. Оценки изменений климата XX—XXI веков с использованием версии климатической модели ИФА РАН, включающей модель общей циркуляции океана. Метеорология и гидрология. № 2. С. 5—16.

История физики и астрономии в Казанском университете за 200 лет. 2007. Казань: Изд-во Казанского университета. 498 С.

Климат Казани и его изменения в современный период. 2006. Под ред. Ю. П. Переведенцева, Э. П. Наумова. Казань: Изд-во Казанского университета. 216 С.

Колобов Н. В. 1968. Климат Среднего Поволжья. Казань: Изд-во Казанского университета. 252 С.

Кравцов Ю. А. 1997. Физические аспекты моделирования в климатической системе Земли. Соросовский образовательный журнал. № 4. С. 38—44.

Отнес Р., Эноксон Л. 1982. Прикладной анализ временных рядов. Основные методы. М.: Мир. 428 С.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Т. I. Изменения климата. М.: Росгидромет. 227 С.

Переведенцев Ю. П. 2001. Метеорология в Казанском университете. Становление, развитие, основные достижения. Казань: Изд-во Казанского университета. 128 С.

Переведенцев Ю. П. 2009. Теория климата: учебное пособие. Казань: Изд-во Казанского государственного университета. 504 С.

Переведенцев Ю. П., Шанталинский К. М. 2008. Метеорологические исследования в Казанском университете за 200-летний период (1805—2008 гг.). В кн.: Университетская география в начале XXI века. Сборник статей. М.: МАКС Пресс. С. 99—107.

Сергин С. Я. 2008. Системная организация процессов геологического развития Земли. Белгород: Изд-во Белгородского государственного университета. 360 С.

Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., and Jones P. D. B. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850. J. Geophys. Res. Vol. 111. PP. 1—35.

Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., and Rigor I. G. 1999. Surface air temperature and its variations over the last 150 years. Rev. Geophys. Vol. 37. PP. 173—199.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteorol. Soc. Vol. 77. PP. 437—471.

Rayner N. A., Brohan P., Parker D. E., Folland C. K., Kennedy J. J., Vanicek M., Ansell T., and Tett S. F. B. 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: The HadSST2 dataset. J. Climate. Vol. 19. PP. 446—469.

ВАРИАЦИИ КЛИМАТА ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 1000 ЛЕТ: АНАЛИЗ ДАННЫХ И ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН

И. И. Борзенкова[1)], *Е. Л. Жильцова*[1)], *В. А. Лобанов*[2)]

[1)]Россия, 199053 Санкт-Петербург, В. О., 2-я линия, д. 23, Государственный гидрологический институт. irena_borzen@mail.ru, el-spb@mail.ru

[2)]Россия, 195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., д. 98, Российский государственный гидрометеорологический университет. Lobanov@EL6309.spb.edu

Реферат. Анализируются временные ряды температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария (20—70° с. ш.) за последние тысячу лет, полученные в результате обобщения дендроклиматических данных. Ежегодные данные об изменении приповерхностной температуры воздуха Северного полушария сопоставлены с концентрацией парниковых газов и содержанием сульфатного аэрозоля вулканического происхождения, которые восстановлены по данным ледяных кернов. Анализ данных показал, что изменение концентрации сульфатного аэрозоля в стратосфере играло ведущую роль в колебаниях климата доиндустриального периода. За последние 1000 лет выделены вулканические извержения взрывного типа с индексом вулканической активности $VEI > 4$, которые могли оказать влияние на изменение температуры воздуха у земной поверхности. Период между IX и XII веками, известный как "потепление средних веков", характеризуется слабой вулканической деятельностью. Напротив, между 1450 и 1850 гг. (малый ледниковый период) в результате активной вулканической деятельности в верхней тропосфере и стратосфере в течение длительного времени поддерживался высокий уровень концентрации сульфатного аэрозоля. Это явилось причиной уменьшения потока солнечной радиации, приходящей к земной поверхности, и, как следствие, понижения температуры приземного воздуха. Статистический анализ 1000-летних рядов температуры приземного воздуха показал, что вклад вулканической деятельности взрывного типа в вариации температуры за этот период составляет не менее 30%, что подтверждается и независимыми модельными расчетами.

Ключевые слова. Последние 1000 лет, вариации климата, причины, механизмы, дендроклиматические данные, вулканические извержения.

CLIMATE VARIATIONS IN THE EXTRATROPICS OF THE NORTHERN HEMISPHERE OVER THE PAST 1000 YEARS: ANALYSIS OF DATA AND POSSIBLE CAUSES

I. I. Borzenkova[1)], *E. L. Zhiltsova*[1)], *and V. A. Lobanov*[2)]

[1)]State Hydrological Institute, 23, Vtoraya liniya, V. O., St. Petersburg, 199053 Russia. irena_borzen@mail.ru, el-spb@mail.ru
[2)] Russian State Hydrometeorological University, 98, Malookhtinskii pr., St. Petersburg, 195196 Russia. Lobanov@EL6309.spb.edu

Abstract. Presented are tree ring-based air temperature reconstructions for the Northern Hemisphere (20°—70° N) over the past 1000 years. Yearly data on the Northern Hemisphere surface air temperature changes were compared with the greenhouse gases concentration and with the volcanic sulfate aerosol content obtained from the ice core data. The analysis showed that changes in concentration of sulfate aerosol in the stratosphere played the key role in climate variations over the preindustrial time. The explosive-type eruptions with eruption index $VEI > 4$ were distinguished for the past 1000 years. Such eruptions may have influenced the air temperature changes on the Earth's surface. The time period between the 9th and 12th centuries known as "The Medieval Warm Period" is characterized by weak volcanic activity. In contrast, in 1450—1850 ("The Little Ice Age") due to significant volcanic activity concentration of sulfate aerosols in the upper troposphere and stratosphere was maintained at a high level for a long time. This caused a decrease in solar radiation flux reaching the Earth's surface and, as a result, a decrease in surface air temperature. Statistical analysis of 1000-year time series of the surface air temperature showed that 30% and more of the temperature variability in preindustrial times can be explained by volcanic activity of explosive type. This is supported by independent model calculations.

Key words. Past 1000 years, climate variations, causes, mechanisms, dendroclimatic data, volcanic eruptions.

Введение

В последние годы наблюдается прогресс в разработке новых методов и технологий, позволяющих получить ежегодные количественные данные о температуре воздуха в разных районах земного шара за последние тысячелетия на основе анализа косвенных данных. В качестве таких материалов чаще всего используют данные о ширине и плотности древесных колец деревьев, произрастающих на северной границе леса или на верхней границе древесной растительности в горах (Christiansen, 2011; Briffa et al., 2001; D'Arrigo, Jacoby, 2003; D'Arrigo et al., 2006; Jacoby et al., 1999; Luterbacher et al., 2004; Mann et al., 1999, 2009; Wilson et al., 2007), кислородно-изотопные данные, полученные в результате анализа кернов льда из высоких широт Северного и Южного полушарий и сталагмитов из континентальных пещер (Johnsen et al., 2001; Smith et al., 2006). Существует и независимый метод оценки глобальной температуры за историческое время, основанный на анализе

прямых измерений температурного профиля в глубоких скважинах, в качестве которых используются старые штольни и шахты (Huang et al., 2000; Hegerl et al., 2007). Данные о температуре по более чем 800 глубоким скважинам доступны на сайте http://www.geo.lsa.umich.edu/climat. Эти данные позволили восстановить ряд глобальной температуры за последние 500 лет, анализ которых показал, что с середины XVIII столетия до настоящего времени глобальная температура увеличилась более чем на 1°C (Chapman, Devis, 2010).

Задача настоящего исследования состояла в обобщении доступной (в цифровом формате) информации об изменениях глобальной температуры за последние 1000 лет и сопоставлении ее с данными о концентрации парниковых газов и содержании стратосферного аэрозоля. Совместный анализ рядов температуры позволяет оценить роль этих факторов в колебаниях глобальной температуры за последние 1000 лет.

Материалы и методы

Дендроклиматические материалы, полученные в результате анализа колец деревьев, произрастающих на северной или на верхней границе леса в горах, позволяют получить наиболее достоверные данные о колебаниях температуры за последнюю тысячу лет с временным шагом один год. В настоящее время существует мировой банк дендроклиматической информации, включающий более 300 временных рядов разной продолжительности из разных районов земного шара (в основном для внетропической зоны, между 30 и 70° ш. Северного и Южного полушарий). Для анализа ширины и плотности колец используются как срезы, так и керны, извлеченные из ныне живущих деревьев и ископаемых образцов древесины. Плотность древесного кольца имеет значимую корреляцию со среднегодовой температурой воздуха, а ширина кольца древесины — с температурой вегетационного периода. Временной интервал дендрохронологических рядов охватывает период от нескольких сотен до нескольких тысяч лет, т. е. практически весь голоцен.

В настоящей работе были проанализированы два ряда ежегодных аномалий температуры за последние 1000 лет, полученные в работах Моберга и др. (Moberg et al., 2005) и Д'Арриго и др. (D'Arrigo et al., 2006), путем пространственного обобщения дендрохронологических рядов для внетропической части Северного полушария. В результате были получены ряды ежегодных аномалий температуры, по мнению авторов, характеризующие изменения температуры Северного полушария за этот период. Оба ряда доступны на сайте ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/records.

Для оценки концентрации аэрозоля в стратосфере были использованы ежегодные данные о содержании сульфатного иона SO_4^{2-}, полученные в результате анализа ледяного керна из скважины Дроннинг Маунд Лэнд (Западная Антарктида) и характеризующие уровень вулканической активности за последние 1000 лет (Traufetter et al., 2004). Данные доступны на сайте http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/antarctica/domec/domec.

В начале 1960-х годов были сформулированы представления о стратосферном аэрозольном слое (САС), который в значительной степени состоит из мельчайших капель серной кислоты, что является причиной ослабления солнечной радиации в нижней стратосфере и верхней тропосфере и понижения температуры воздуха у земной поверхности (Асатуров и др., 1986; Борзенкова, Брук, 1989). Основываясь на этих представлениях, Хаммер с коллегами (Hammer et al., 1980) разработали методику, позволяющую количественно оценить мощность вулканических извержений в прошлом по изменению электропроводности и содержанию сульфатного иона SO_4^{2-} в слоях ледяных кернов, сформировавшихся после вулканических извержений взрывного типа.

Данные о содержании в атмосфере парниковых газов (CO_2, CH_4 и N_2O) за последние 1000 лет, полученные по данным анализа пузырьков воздуха, захороненных в ледниковых покровах Гренландии и Антарктиды, представлены в работах (Etheridge et al., 1996, 1998) и на сайтах ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/co2/in-situ, ftp:/ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/ch4/flask, ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/noah/n2o.

В настоящее время для анализа длинных временных рядов гидрометеорологических величин используются разные статистические методы, включая гармонический и кросс-спектральный анализ, а также метод вейвлет-преобразований (Вакуленко, Монин, 2001; Монин, Сонечкин, 2005; Briffa et al., 2001; Christiansen, 2011; Esper et al., 2005; Jones et al., 1998, 2009; Mann et al., 1999).

Основная задача при анализе длинных временных рядов, значительно превышающих период инструментальных наблюдений и имеющих достаточно высокую степень временного разрешения, состоит в получении достоверной информации не только о долгопериодных, но и о циклических колебаниях разной продолжительности. Чаще всего для этих целей применяется гармонический анализ, на основе которого модель временного ряда представляется в виде суммы гармонических составляющих. Вторым подходом к декомпозиции сложного процесса и выделению составляющих разных временных масштабов являются статистические методы сглаживания и фильтрации. Эти методы стараются обойти основные ограничения гармонического анализа на вид функции циклов и постоянство их периодов и амплитуд во времени. Самый

простой способ выделения составляющих разных временных масштабов состоит в последовательном осреднении по времени, которое сглаживает процесс (или процессы) с периодами, меньшими заданного интервала осреднения. Статистические методы, разработанные для этой цели, — метод срезки и метод сглаживания амплитуд циклов. Эти методы основаны не на задаваемой аналитической модели временного ряда, а на самых общих представлениях о его структуре. К таким общим представлениям можно отнести следующее:

— временной ряд неоднороден и является композицией (или суперпозицией) процессов разных временных масштабов;

— основные характеристики циклов, такие как периоды и амплитуды, для процесса каждого временного масштаба не являются постоянными во времени;

— анализируются только те флуктуации, которые существенно превышают погрешность данных измерений (Лобанов, Смирнов, 1992; Лобанов, Анисимов, 2005).

Результаты

На рис. 1 представлены кривые изменения температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария за последние 1000 лет, построенные по данным Моберга и др. (Moberg et al., 2005) и Д'Арриго и др. (D'Arrigo et al., 2006). Обе кривые сглажены простейшим 31-летним осреднением. Осреднение позволяет выделить несколько временных интервалов с преобладанием относительно теплых или относительно холодных по сравнению с современными климатическими условиями. Сравнительно теплый период с температурой, близкой к современной, характерен для первых 250 лет, начиная с X в. и до середины XIII в. Понижение температуры началось после серии мощных вулканических извержений между 1258 и 1270 г. (Stothers, 2000).

На рис. 2 1000-летний ряд температуры внетропической зоны Северного полушария сопоставлен с рядом концентрации иона SO_4^{2-}, полученной в результате анализа ледяного керна из Западной Антарктиды. Выделение сульфатного сигнала, связанного с эмиссией продуктов вулканического происхождения, представляет определенную трудность, так как этот сигнал замаскирован сульфатами, образующимися в результате других природных процессов. Для выделения сигнала вулканического происхождения необходимо оценить содержание фонового стратосферного аэрозоля; пики концентрации сульфатов, значительно превышающие фоновые значения, могут быть обусловлены вулканическими извержениями разной интенсивности (Борзенкова и др., 2011).

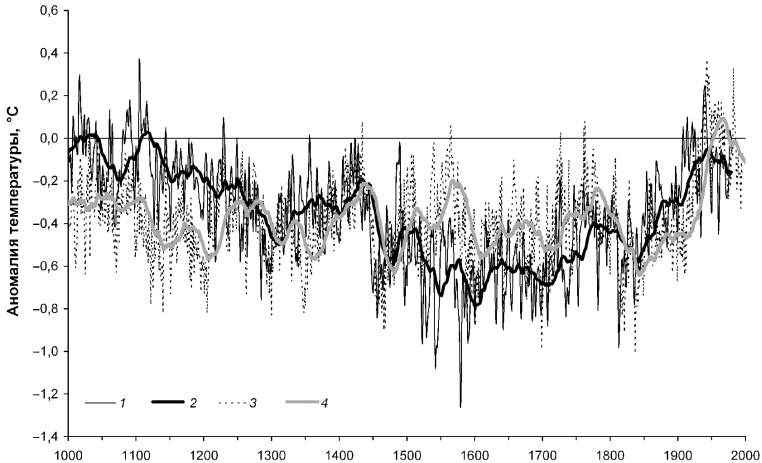


Рис. 1. Изменение среднегодовой температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария за последние 1000 лет. Аномалии рассчитаны по отношению к норме 1961—1990 гг. *1*, *2* — ежегодные аномалии и сглаженные по 31-летнему периоду по реконструкции Моберга и др. (Moberg et al., 2005); *3*, *4* — ежегодные аномалии температуры и сглаженные по 31-летнему периоду по реконструкции Д'Арриго и др. (D'Arrigo et al., 2006). ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/treering/records.

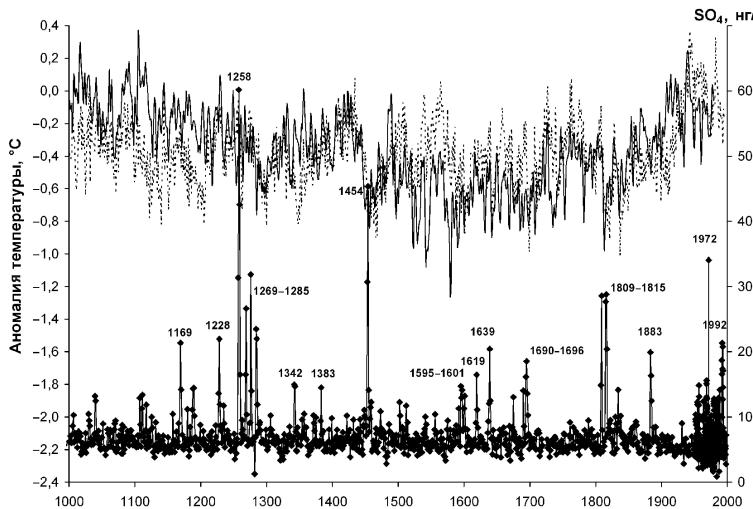


Рис. 2. Ежегодные аномалии температуры воздуха Северного полушария (сплошные линии — Moberg et al., 2005, пунктир — D'Arrigo et al., 2006) и концентрация иона SO_4^{2-} в стратосфере по данным ледяного керна из Антарктиды (Traufetter et al., 2004) за последние 1000 лет (http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore/antarctica/domec/domec).

Фоновый стратосферный аэрозоль, состоящий из сернокислого аэрозоля (H_2SO_4), в периоды слабой вулканической деятельности образуется в результате эмиссии из тропосферы диоксида серы вследствие небольших по объему и высоте выбросов постоянно курящих вулканов и фумарол. Определенную роль в формировании фонового аэрозоля имеет газ карбонилсульфид, образующийся в результате жизнедеятельности морской и континентальной биоты и других природных процессов. Следуя оценкам, сделанным в работе (Kohno, Fujii, 2002), за фоновую концентрацию было принято значение SO_4^{2-}, равное 73 нг/г. Далее было предположено, что концентрация иона SO_4^{2-}, вдвое превышающая величину фоновой, могла быть связана с вулканическими извержениями взрывного типа с индексом вулканической активности 4 или более. В начале 1980-х годов для характеристики интенсивности вулканических извержений взрывного типа был предложен индекс вулканической активности (Volcanic Explosivity Index — *VEI*) (Борзенкова, 1992; Борзенкова, Брук, 1989). Всем вулканическим извержениям в зависимости от мощности присваиваются значения *VEI* от 1 до 8, климатический эффект имеют только извержения с *VEI* от 4 и выше. Концентрация иона SO_4^{2-} от 200 до 400 нг/г характерна для извержений взрывного типа с индексом *VEI* от 5 до 6, а свыше 450—500 нг/г — для катастрофических извержений с индексом *VEI*, равным 6 и более. Необходимо отметить субъективность такого разделения, которая в дальнейшем может быть устранена при разработке новых критериев зависимости между концентрацией аэрозоля в САС и интенсивностью вулканических извержений (Борзенкова и др., 2011).

Как видно на рис. 2, события 1258—1270-х годов характеризуются самой большой за последние 1000 лет концентрацией сульфатов в верхней тропосфере и стратосфере. Этот период отмечен во всех каталогах как серия мощных извержений неизвестного вулкана, вероятнее всего имевших место в Южном полушарии из-за более отчетливого кислотного сигнала в антарктических кернах. Некоторые исследователи приписывают это извержение вулкану Десепшен, расположенному в субтропических широтах Южного полушария. Начиная с 1270-х годов определенный вклад в поддержание высокого уровня концентрации аэрозоля в верхних слоях тропосферы и стратосферы мог внести вулкан Куваэ, мощные извержения которого неоднократно отмечались и позднее, в XV и XVI столетиях. События 1258—1270-х годов более чем на столетие определили тренд изменения глобальной температуры и только со второй половины XIII в. отмечается повышение температуры, которое закончилось к середине XIV в. после серии катастрофических извержений вулкана Куваэ в 1452—1453 и 1458 гг. (Gao et al., 2006). Последовавшее за этим похолоданием

Результаты статистического анализа тысячелетних рядов температуры воздуха внетропической зоны Северного полушария, восстановленной по дендрохронологическим данным разных авторов

Автор временного ряда	Масштаб	T	$T_п$	$T_с$	A, °C
		лет			
D'Arrigo, 2006	Межгодовой	4	2	2	0,259
	Десятилетний	24	12	12	0,284
	Столетний	103	54	49	0,290
Jones et al., 1998	Межгодовой	4	2	2	0,263
	Десятилетний	28	12	16	0,272
	Столетний	160	45	115	0,196
Mann et al., 1999	Межгодовой	4	2	2	0,161
	Десятилетний	24	11	12	0,154
	Столетний	198	127	155	0,208
Briffa et al., 2001	Межгодовой	5	2	2	0,206
	Десятилетний	25	13	11	0,195
	Столетний	140	84	55	0,197
Moberg et al., 2005	Межгодовой	10	4	5	0,324
	Десятилетний	49	24	24	0,293
	Столетний	248	127	121	0,289

Примечание. Для выделения колебаний разных временных масштабов применяли метод срезки и метод сглаживания амплитуд циклов (Лобанов, Смирнов, 1992; Лобанов, Анисимов, 2005). T — средняя продолжительность цикла колебаний температуры, $T_п$ и $T_с$ — соответственно средняя продолжительность фаз повышения и понижения температуры, A — средняя амплитуда изменения температуры.

потепление было прервано в середине XVI в. самым мощным за последние 500 лет извержением вулкана Уайнапутина в Перу в 1600—1601 гг. (De Silva, Zielinski, 1998; Zielinski et al.,1994).

Между 1600 и 1690 г. произошло 12 мощных извержений вулканов взрывного типа, расположенных в тропических и субтропических широтах, которые оказали наибольшее влияние на изменение температуры воздуха в обоих полушариях. Период между 1600 и 1830 г. был самым продолжительным холодным периодом в Северном полушарии за последние 1000 лет, повышение температуры началось после 1830 г. и с небольшими колебаниями продолжается до настоящего времени.

Для выделения колебаний разных временных масштабов температуры внетропической зоны Северного полушария применили метод срезки и метод сглаживания амплитуд циклов к временным рядам, представленным на рис. 1, и к дендроклиматическим рядам, полученным в результате анализа дендрохронологической информации. Результаты анализа приведены в таблице. Анализ этих данных показал, что временной масштаб межгодовой изменчивости температуры за последние 1000 лет составляет 4—5 лет, масштаб

десятилетних колебаний находится в пределах 25—50 лет, а средний масштаб столетних колебаний изменяется в более широких пределах от 100 до более чем 200 лет. Как видно из данных таблицы, средняя продолжительность фаз повышения и понижения температуры практически одинакова для всех временных рядов. Амплитуда изменения температуры внетропической зоны Северного полушария, которая в определенной степени характеризует глобальную температуру, для всех исследуемых рядов изменяется в сравнительно небольших пределах от 0,2 до 0,3°С.

Естественные колебания температуры с периодом 4—5 лет, возможно, связаны с нерегулярными влияниями на климат таких природных явлений, как Эль-Ниньо — южное колебание, которые возникают каждые 3—7 лет и продолжаются от одного года до трех лет. 10-летние колебания температуры в масштабе 25—35 лет и колебания столетних масштабов могут быть связаны с характерными временными периодами вулканических извержений взрывного типа (Алексеев, 1990), с изменениями циркуляционных процессов или являются результатом отклика глобальной климатической системы на другие внешние воздействия, такие как изменение скорости вращения Земли и гравитационные изменения в Солнечной системе (Дзюба, Панин, 2007; Панин, 2009; Сидоренков, 2002). Как следует из графиков тысячелетнего цикла, современный климат характеризуется возрастающей частью этой кривой, что частично может быть связано с увеличением роли парникового эффекта в изменениях глобальной температуры. В тысячелетнем ряду глобальной температуры межгодовые колебания составляют около 50% изменчивости современного климата, десятилетние колебания — около 30% и столетние колебания — около 20% (Борзенкова и др., 2011).

Если предположить, что десятилетние колебания температуры связаны с влиянием вулканической деятельности, то эти оценки полностью подтверждаются данными Краули (Crowley, 2000, 2001), который на основе модельных расчетов показал, что вулканическая деятельность могла обусловить не менее чем 30% изменчивости глобальной температуры за последние 1000 лет.

Дискуссия

Количественные реконструкции температуры воздуха, полученные на основе обобщения дендрохронологических данных, характеризуют изменение температуры высоких и умеренных широт. В связи с этим возникает вопрос о том, насколько эти данные описывают изменение температуры для всего полушария или для всего земного шара. Значение глобальной температуры, получаемое путем осреднения по широтным зонам приземной температуры

воздуха для всего земного шара или одного из полушарий (чаще всего Северного), является определенной мерой состояния глобальной климатической системы. Анализ современной и палеоклиматической информации показал, что изменения температуры воздуха в высоких широтах можно рассматривать в качестве определенного индикатора состояния глобальной климатической системы как в современную эпоху, так и в историческом прошлом (Антропогенные изменения ..., 1987; Борзенкова, 1992).

Один из ключевых вопросов современной физической климатологии — вопрос о причинах изменения климата за последние тысячелетия и о месте современного потепления в свете климатических изменений за историческое время (Crowley, 2000, 2001; Osborn, Briffa, 2006). Три основных климатообразующих фактора — солнечная радиация, газовый состав атмосферы, альбедо земной поверхности и системы Земля — атмосфера — определяют все многообразие климатов Земли как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом. Солнечная радиация, поступающая на верхнюю границу атмосферы, испытывает как долгопериодные (от первых тысяч до миллионов лет), так и короткопериодные колебания, связанные с астрономическими факторами и физическими процессами на Солнце. Проходя через стратосферу, радиация поглощается и частично рассевается обратно в мировое пространство под влиянием мелкодисперсного аэрозоля (в значительной степени сульфатного происхождения), который формирует постоянно присутствующий в стратосфере аэрозольный слой. Концентрация этого слоя может изменяться в широких пределах (на порядок величины и более) в результате мощных и катастрофических извержений взрывного типа. Такие инъекции в стратосферу вулканогенных материалов ослабляют приходящую солнечную радиацию, в результате чего происходит понижение температуры воздуха у земной поверхности.

Как показали исследования газового состава атмосферы в прошлом, выполненные на основе косвенных расчетов и прямых измерений воздуха, законсервированного в ледяных кернах Гренландии и Антарктиды, содержание диоксида углерода, метана и закиси азота — основных парниковых газов, влияющих на температуру воздуха, — испытывало значительные естественные колебания в прошлом во временном масштабе от десятков тысяч до миллионов лет (Будыко и др., 1985; Борзенкова, 1992).

Изменения альбедо подстилающей поверхности и альбедо системы Земля — атмосфера оказывали заметное влияние на радиационный и термический режим в историческом прошлом, когда имели место значительные колебания площади континентальных и морских льдов. В настоящее время влияние альбедо

системы Земля — атмосфера на термический режим у земной поверхности связано прежде всего с изменением количества облаков, особенно верхнего яруса. Определенное влияние на величину альбедо системы может оказывать и поступление вулканического пепла в стратосферу в результате мощных извержений взрывного типа.

Существуют и другие факторы, такие как изменения скорости вращения Земли, положения магнитного и географических полюсов. В последнее время уделяется большое внимание изучению зависимости между атмосферными процессами (типами атмосферной циркуляция) и нестабильностью вращения Земли, что может оказывать влияние прежде всего на циркуляционные процессы, а тем самым на термический режим и гидрологический цикл (Дзюба, Панин, 2007; Панин, 2009; Сидоренков, 2002).

Долгопериодные и короткопериодные колебания солнечной радиации

Средний годовой приток тепла к земной поверхности определяется количеством солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы при среднем расстоянии Земли от Солнца. Эта величина — так называемая астрономическая солнечная постоянная — испытывает долгопериодные и короткопериодные колебания, связанные как с физическими процессами на Солнце, так и с астрономическими факторами.

Короткопериодные изменения астрономической солнечной постоянной связаны с изменением светимости Солнца в результате образования солнечных пятен и факелов. Наиболее изучены 11- и 27-летние циклы таких колебаний, хотя в последнее время астрономы открыли наличие 200-летней периодичности. Уже сравнительно давно пытаются установить связь между числом солнечных пятен или факелов на солнечном диске и температурой воздуха у земной поверхности, но только спутниковые наблюдения позволили начать мониторинг солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы, по данным об изменении яркости солнечного диска (Foukal et al., 2006; Lean, 2010; Pinker et al., 2005; Scafetta, West, 2006; Wild et al., 2007). По рекомендации ВМО значение астрономической солнечной постоянной принято равным 1367 ± 7 Вт/м^2. Непрерывные наблюдения за изменением солнечной радиации с помощью спутников ведутся с 1978 г. В результате последних измерений, выполненных в рамках проекта SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) в 2003—2004 г., получено значение астрономической солнечной постоянной 1361 Вт/м^2, что несколько меньше по сравнению с измерениями других радиомет-

ров (Lean et al., 2005). Анализ данных спутниковых наблюдений, представленный в последнем докладе МГЭИК (IPCC, 2007), свидетельствует о том, что до настоящего времени официально не предложено величины солнечной постоянной, альтернативной рекомендованной ранее ВМО.

Спутниковые измерения показали, что существующие сравнительно небольшие изменения в приходе солнечной радиации между периодами минимума и максимума солнечных пятен в 11-летнем цикле солнечной активности могут быть в большей степени связаны с ошибками измерений, чем с реальными изменениями светимости Солнца (IPCC, 2007). В то же время в работах ряда авторов приводятся данные, свидетельствующие о возможности выделения реального сигнала в поступлении солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы вследствие изменения яркости солнечного диска (Lean, 2010; Usoskin et al., 2005; Scafetta, West, 2006). Изменения прихода солнечной радиации между пиками солнечной активности (периодами максимума и минимума солнечных пятен) оцениваются от 0,2 до 0,8 Вт/м^2, или от 0,1 до 0,4% средних многолетних значений (Usoskin et al., 2005). Такие колебания в приходе солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы могут изменить температуру воздуха у земной поверхности на величину менее чем 0,1°С. Термическая инерция океана сглаживает колебания такого масштаба, и они не могут оказывать заметного влияния на изменение глобальной температуры. В последнее время этот вывод был полностью подтвержден в работе Фоукла и др. (Foukal et al., 2006), которые выполнили аналитический обзор современных методов оценки влияния короткопериодных изменений светимости Солнца на температуру воздуха у земной поверхности.

В то же же время существуют и другие оценки, в частности в обзорной работе Лин (Lean, 2010) показано, что вклад изменчивости прихода к земной поверхности солнечной радиации вследствие изменения светимости Солнца по данным разных авторов составляет от 7 до 14%. В работах (Usoskin et al., 2005; Scafetta, West, 2006) показано, что суммарный эффект на изменение температуры у земной поверхности от колебания концентрации стратосферного аэрозоля и светимости Солнца между периодами минимума и максимума солнечных пятен может достигать 50%. Такое заключение не противоречит приведенным выше оценкам, если считать, что вклад концентрации стратосферного аэрозоля в изменение глобальной температуры составляет не менее 30% (Crowley, 2000, 2001; Борзенкова и др., 2011).

Поступающая на верхнюю границу атмосферы солнечная радиация частично поглощается в стратосфере мелкодисперсным

аэрозолем, который формирует постоянно присутствующий в стратосфере аэрозольный слой, так называемый слой Юнге. Концентрация аэрозольных частиц в этом слое, состоящем чаще всего из микроскопических капелек серной кислоты, испытывает постоянные колебания, связанные с поступлением в верхние слои атмосферы аэрозолей как природного, так и антропогенного происхождения. Наиболее значительные изменения (на порядок величины и более) могут происходить при мощных и катастрофических извержениях вулканов взрывного типа, которые доставляют вулканический пепел и газы непосредственно в верхнюю тропосферу и стратосферу. Такие инъекции в стратосферу вулканогенных материалов ослабляют приходящую солнечную радиацию, в результате чего происходит понижение температуры воздуха у земной поверхности (Борзенкова, Брук, 1989; Борзенкова, 1992; Израэль и др., 2007; Zilinski, 1995; Zilinski et al., 1994). Радиация, приходящая на верхнюю границу тропосферы и определяющая изменение климата у земной поверхности, получила название метеорологической солнечной постоянной (Будыко, 1974; Кондратьев, 1981).

При относительно стабильной астрономической солнечной постоянной во временном масштабе тысяч и десятков тысяч лет значение метеорологической солнечной постоянной может испытывать значительные короткопериодные колебания в результате изменения концентрации аэрозоля в САС. Совершенно очевидно, что существует тесная связь между концентрацией аэрозоля в стратосфере и изменением радиации на верхней границе тропосферы и у земной поверхности. В связи с появлением длинных рядов наблюдений за солнечной радиацией со спутников появилась возможность сравнения их с данными наземных актинометрических станций. К. Я. Кондратьев (1981) высказал предположение, что определенная часть изменчивости метеорологической солнечной постоянной может быть связана с изменением солнечной активности, главным образом из-за изменения потоков корпускулярного излучения, которые влияют на химические и фотохимические процессы в стратосфере. В последнее время это предположение подтвердилось данными непосредственных измерений концентрации аэрозоля в САС после сильной вспышки на Солнце (Mironova et al., 2008).

Наиболее значительные колебания метеорологической солнечной постоянной связаны с поступлением в верхнюю тропосферу и стратосферу продуктов вулканических извержений, главным образом сернокислого (сульфатного) аэрозоля. Как видно на рис. 2, его концентрация после мощных и катастрофических извержений может изменяться в несколько раз. Наличие сернокислого аэрозоля в стратосфере определяет величину оптической толщины (или

аэрозольной оптической толщины) и является одной из важнейших характеристик прозрачности атмосферы и состояния аэрозольного слоя верхней тропосферы и стратосферы.

Средняя величина оптической толщины τ при отсутствии сильных вулканических извержений для видимой части солнечного спектра изменяется в пределах 0,01—0,02 и зависит от количества аэрозоля, находящегося в верхней части тропосферы и в стратосфере. При мощных вулканических извержениях величина оптической толщины изменяется в пределах от 0,2 до 0,4, при катастрофических извержениях она увеличивается до 0,6—0,8, а при извержениях супервулканов (например, вулкана Тоба около 74 тыс. лет назад) или после серии мощных извержений 1259—1270 гг. величина τ по косвенным оценкам составляла не менее 1,0 (Robock et al., 2009).

Как показало сопоставление данных о температуре и концентрация сульфатного аэрозоля (рис. 2), даже после таких мощных извержений, как Куваэ (1452—1453 гг.) (Gao et al., 2006), Уайнапутина (1600—1601 гг.) (De Silva, Zielinski, 1998), Тамборы (1815 г.), Кракатау (1883 г.), Мон-Пеле (1902 г.) и Катмая (1912 г.) (Zielinski, 1995; Zielinski et al., 1994), глобальная температура понизилась на десятые доли градуса в течение 3—5 лет, что не могло привести к кардинальному изменению ее тренда. Совсем другой эффект оказывает серия вулканических извержений, когда в течение десятков лет в атмосфере постоянно поддерживается высокий уровень концентрации сульфатного аэрозоля, что приводит к длительному уменьшению приходящей солнечной радиации и заметному понижению температуры у земной поверхности. Такие длительные эффекты влияния вулканических извержений на глобальную температуру отмечались между 1260—1350, 1420—1570 и 1620—1710 гг. Этим эпизодам уменьшения прозрачности в верхней тропосфере соответствовали и периоды наиболее значительных похолоданий в Северном полушарии, которые явились частью самой продолжительной за последние 1000 лет эпохи похолодания, известной как малая ледниковая эпоха (Mann et al., 2009). Периоды интенсивной вулканической деятельности были практически синхронны периодам минимума солнечных пятен, известным как минимумы Орта (1280—1350 гг.), Сперера (1460—1550 гг.), Маундера (1645—1715 гг.) и Далтона (1790—1820 гг.). Пока не ясно, существует ли какой-либо физический механизм, объясняющий связь между минимумом солнечных пятен на солнечной диске и усилением интенсивности вулканической деятельности на Земле.

На рис. 3 представлен график повторяемости вулканических извержений взрывного типа за последние 2000 лет и за период с 1450 по 1850 г., на котором видно, что на последний временной интервал приходится значительное число извержений. В то же

время, как видно на рис. 2, период между 1000 и 1260 г. характеризуется наиболее высокой температурой воздуха и относительно слабой вулканической активностью (только два крупных извержения: Гекла в 1104 г. и Осима в 1112 г.). Понижение температуры около 1060—1070 гг. могло быть связано с катастрофическим извержением вулкана Байтушан (Восточный Китай) (http://www.volcano.si.edu/world/volcano).

Потепление средних веков в какой-то степени является аналогом потепления 1930-х годов, которому по данным актинометрических станций во внетропической зоне (32—62° с. ш.) Северного полушария соответствовал период максимальных значений солнечной радиации, приходящей к земной поверхности (Асатуров и др., 1986). Этот интервал характеризуется и относительно слабой вулканической деятельностью: после мощного извержения вулканов Мон-Пеле (1902 г.) и Катмай (1912 г.) до середины 1940-х годов не отмечалось сколько-нибудь значительных извержений взрывного типа. Во время же потепления средних веков такая ситуация продолжалась в течение нескольких десятилетий, что явилось причиной длительного периода глобального потепления.

Изучение механизма влияния вулканических извержений на изменение температуры у земной поверхности свидетельствует о быстрой реакции температуры воздуха у земной поверхности на относительно небольшие изменения концентрации аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере, что подтверждает возможность управления глобальным климатом путем непосредственного введения в эти слои атмосферы аэрозоля различного типа (Будыко, 1974; Израэль и др., 2007). Такие периоды относительно длительного "осветления" (brightening) или "потускнения" (dimming), неоднократно повторяющиеся на протяжении последних 1000 лет, могли быть причиной долгопериодных колебаний глобальной температуры.

Измерения со спутников показали, что после извержения вулкана Пинатубо в 1991 г. не отмечалось значительных извержений взрывного типа, что могло быть причиной высокой прозрачности нижней стратосферы с начала 1990-х годов и до настоящего времени (Mischenko et al., 2007; Pinker et al., 2005). Измерения солнечной радиации у земной поверхности за последние 20 лет также указывают на изменение знака тренда прозрачности атмосферы от "потускнения", характерного для 1960—1980-х годов к "осветлению" в конце XX в. — начале XXI столетия (Dutton et al., 2006; Wild et al., 2007). Не исключено, что частично потепление последних 25—30 лет связано с увеличением приходящей к земной

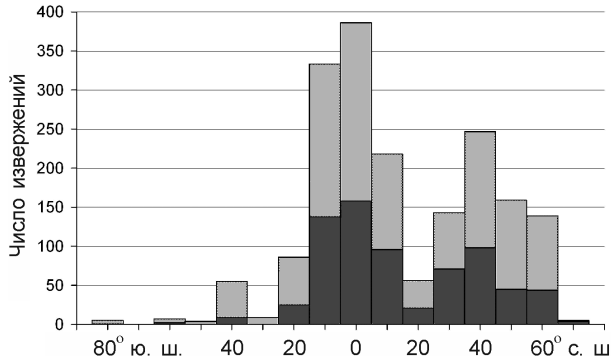


Рис. 3. Число извержений взрывного типа по широтам за последние 2000 лет. Светлые столбики — общее число извержений, темные столбики — число извержений за малый ледниковый период (1450—1850 гг.) по данным авторов статьи.

поверхности солнечной радиации из-за отсутствия крупных вулканических извержений взрывного типа.

Роль парниковых газов в изменении глобальной температуры за последние 1000 лет

Вопрос о влиянии содержания парниковых газов (прежде всего диоксида углерода и метана) на климат в прошлом приобретает особое значение в связи с увеличением концентрации этих газов в современной атмосфере в результате деятельности человека (Антропогенные... ,1987; IPCC, 2007). Данные о составе атмосферы и изменении температуры в прошлом свидетельствуют о том, что содержание диоксида углерода и метана в атмосфере играло определяющую роль в изменениях климата прошлого. Для последних миллионов лет эти изменения были связаны с долгопериодными (10^6—10^7 лет) колебаниями концентрации этих газов в атмосфере Земли (Будыко и др., 1985; Борзенкова, 1992).

Однако наряду с долгопериодными колебаниями концентрации CO_2 и других парниковых газов в природе существуют и сравнительно короткопериодные (10^2—10^3 лет) их изменения (Борзенкова, Трапезников, 2004). Впервые такие колебания содержания CO_2 были зафиксированы в смене ледниковых и неледниковых климатов плейстоцена и выявлены в результате непосредственных измерений состава воздуха, сохранившегося в ледниковых щитах высоких широт. Ледники и ледниковые щиты содержат уникальную информацию о газовом составе атмосферы прошлого, которая может быть получена непосредственно с помощью измерений его

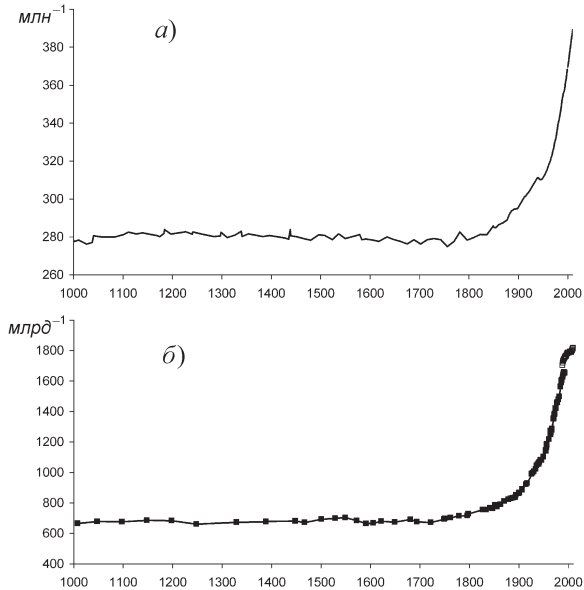


Рис. 4. Изменение концентрации CO_2 (*а*) (Etheridge et al., 1996) и метана (*б*) в атмосфере за последние 1000 лет (Etheridge et al., 1998). За последние 20 лет концентрация метана получена путем осреднения данных наблюдений по отдельным станциям. ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/ccg/ch4/flask (*а*), ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/noah/n2o (*б*).

состава, сохранившегося в виде газовых включений в ледяной матрице. Эмпирические данные о газовом составе атмосферы в позднем плейстоцене, полученные в рамках проектов по бурению ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии, являются фундаментальными данными о концентрации парниковых газов в атмосфере за последние сотни и тысячи лет (Johnsen et al., 2001).

Наряду с диоксидом углерода метан (CH_4) является вторым важнейшим по влиянию на климат парниковым газом, его радиационная активность в 21 раз больше по сравнению с радиационным эффектом CO_2, хотя содержание его в атмосфере составляет всего 0,5% массы CO_2. В настоящее время концентрация метана ежегодно увеличивается на 16 млрд$^{-1}$ в результате поступления этого газа из разных естественных и антропогенных источников.

На рис. 4 представлены данные о концентрации этих газов за последние 1000 лет, полученные по измерениям в ледяных кернах из Гренландии и Антарктиды. Как видно на рис. 4*а*, концентрация CO_2 с 1000 года до начала XIX столетия изменялась в очень незначительных пределах и составляла около 270 ± 10 млрд$^{-1}$. Увеличение концентрации CO_2 началось с середины XIX в. и к концу

XX в. — началу XXI в. его содержание в атмосфере увеличилось до 380—390 млн$^{-1}$, радиационный эффект при этом составил 1,66 Вт/м^2. Доиндустриальное значение концентрации метана составляло 688—730 млрд$^{-1}$, к началу XXI столетия его концентрация достигла 1820—1830 млрд$^{-1}$, а радиационный эффект — 0,5 Вт/м^2. Концентрация N_2O (двуокись азота) увеличилась с начала XIX столетия до настоящего времени с 270 до 314 млрд$^{-1}$, радиационный эффект — 0,16 Вт/м^2, т. е. на порядок меньше по сравнению с радиационным эффектом CO_2.

Исходя из этих данных, можно сделать вывод о том, что изменение концентрации парниковых газов в атмосфере могло оказать влияние на глобальную температуру только с середины XIX в. До этого времени колебания температуры были связаны с изменением естественных факторов и прежде всего с изменением приходящей солнечной радиации.

Заключение

До середины XIX в. изменение температуры Северного полушария определялось колебаниями прозрачности в верхней тропосфере и нижней стратосфере из-за наличия аэрозоля, главным образом вулканического происхождения. При отсутствии сильных вулканических извержений взрывного типа фоновый аэрозоль в верхней тропосфере, определяющий приход солнечной радиации к земной поверхности, испытывает относительно небольшие колебания. Отдельные вулканические извержения, даже достаточно мощные, могут понизить температуру воздуха у земной поверхности на десятые доли градуса не более чем на 3—5 лет и тем самым не способны кардинально изменить тренд глобальной температуры. Более длительный эффект на глобальную температуру оказывает серия вулканических извержений, в результате которых в течение 10—15 лет и более поддерживается высокий уровень концентрации сульфатного аэрозоля в стратосфере и как следствие этого — длительное понижение приходящей солнечной радиации и температуры воздуха у земной поверхности. Такие эффекты имели место между 1260—1350, 1420—1570 и 1620—1710 гг. Этим эпизодам соответствовали периоды понижения глобальной температуры, которые явились частью длительной эпохи похолодания, известной как малый ледниковый период.

В то же время достаточно быстрая реакция температуры у земной поверхности на сравнительно небольшие изменения концентрации аэрозоля в верхней тропосфере свидетельствует о возможности управления глобальным климатом путем непосредственного введения в эти слои атмосферы аэрозоля различного типа.

Благодарность

Авторы статьи выражают искреннюю благодарность академику Ю. А. Израэлю, по чьей инициативе и поддержке эта работа была выполнена. Авторы благодарны сотрудникам ИГКЭ, которые принимали активное участие в обсуждении работы на разных этапах ее выполнения.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 10-05-00142 и 11-05-12011-офи-м-2011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В. А. 1990. Периодичность современного вулканизма Земли. Геохимия. № 4. С. 599—607.

Антропогенные изменения климата. 1987. М. И. Будыко и Ю. А. Израэль (ред.). Л.: Гидрометеоиздат. 404 С.

Асатуров М. Л., Будыко М. И., Винников К. Я., Гройсман П. Я. и др. 1986. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. Л.: Гидрометеоиздат. 256 С.

Борзенкова И. И. 1992. Изменение климата в кайнозое. СПб: Гидрометеоиздат. 247 С.

Борзенкова И. И., Брук С. А. 1989. О влиянии вулканических извержений на изменение климата в позднеледниковье—голоцене. Труды ГГИ. Вып. 347. С. 40—56.

Борзенкова И. И., Трапезников Ю. А. 2004. Быстрые колебания климата в позднем плейстоцене: возможные причины и механизмы. Материалы гляциологических исследований. Т. 97. С. 17—23.

Борзенкова И. И., Жильцова Е. Л., Лобанов В. А. 2011. Ледяные керны и дендрохронологические записи как источники информации об изменениях климата в историческое время. Лед и снег. № 2 (в печати).

Будыко М. И. 1974. Изменение климата. Л.: Гидрометеоиздат. 279 С.

Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. 1985. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 207 С.

Вакуленко Н. В., Монин А. С. 2001. О спектрах колебаний климата. Доклады Академии наук. Т. 378, № 6. С. 806—808.

Дзюба А. В., Панин Г. Н. 2007. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях. Метеорология и гидрология. № 5. С. 5—27.

Израэль Ю. А., Борзенкова И. И., Северов Д. А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. Метеорология и гидрология. № 1. С. 5—14.

Кондратьев К. Я. 1981. Стратосфера и климат. Итоги науки и техники. Серия Метеорология и климатология. Т. 6. М.: ВИНИТИ. 222 С.

Лобанов В. А., Смирнов И. А. 1992. Декомпозиция метеорологических процессов и анализ их характеристик эмпирическими методами. Межвузовский сборник “Вопросы прогноза погоды, климата и циркуляции атмосферы”. Пермь. С. 101—108.

Лобанов В. А., Анисимов О. А. 2005. Эмпирико-статистическое моделирование временных и пространственных изменений гидрометеорологических характеристик. В сб.: Современные проблемы экологической метеорологии и климатологии. СПб: Наука. С. 152—169.

Монин А. С., Сонечкин Д. М. 2005. Колебания климата. М.: Наука. 191 С.

Панин Г. И. 2009. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях. Доклады Академии наук. Т. 427. № 3. С. 397—402.

Сидоренков Н. С. 2002. Атмосферные процессы и вращение Земли. СПб: Гидрометеоиздат. 366 С.

Briffa K. R., Osborn T. J., Schweingruber F. H., Harris I. C., Jones P. D., Shiyatov S. G., and Vaganov E. A. 2001. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density. J. Geophys. Res. Vol. 106, No. D3. PP. 2929—2941.

Chapman D. S. and Devis M. G. 2010. Climate change: Past, present and future. EOS. Vol. 91, No. 37. PP. 325—326.

Christiansen B. 2011. Reconstructing the NH mean temperature: Can under- estimation of trends and variability be avoided? J. Climate. Accepted.

Crowley T. J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. Science. Vol. 289. PP. 270—277.

Crowley T. J. 2001. Cycles, cycles everywhere. Science. Vol. 295. PP. 1473—1474.

D'Arrigo R. and Jacoby G. 2003. Dendroclimatological evidence for major volcanic events of the past two millennia. In: Volcanism and the Earth's Atmosphere. Robock and Oppenheimer (eds.) Geophys. Monograph. Vol. 139. Amer. Geophys. Union. Washington, DC. PP. 255—261.

D'Arrigo R., Wilson R., and Jacoby G. 2006. On the long-term context for late twentieth century warming. J. Geophys. Res. Vol. 111, No. D03103. doi: 10.29/2005JD006352.

De Silva S. and Zielinski G. A. 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynapurina, Peru. Nature. Vol. 393. PP. 455—458.

Dutton E. G., Nelson D. W., Stone R. S., Longenecker D., Carbaugh G., Harris J. M., and Wendell J. 2006. Decadal variations in surface solar irradiance as observed in a globally remote network. J. Geophys. Res. Vol. 111, No. D19101. doi: 10.1029/2005JD006901.

Etheridge D. M., Steele L. P., Langenfelds R. L., Fancey R. J., Barnola J.-M., and Morgan V. I. 1996. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO_2 over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. J. Geophys. Res. Vol. 101, No. D2. PP. 4115—4128.

Etheridge D. M., Steele L. P., Francey R. J., and Langenfelds R. L. 1998. Atmospheric methane between 1000 A. D. and present: Evidence of anthropogenic emissions and climatic variability. J. Geophys. Res. Vol. 103, No. D13. PP. 15979—15993.

Esper J., Frank D. C., Wilson R. J. S., and Briffa K. R. 2005. Effect of scaling and regression on reconstructed temperature amplitude for the past millennium. Geophys. Res. Lett. Vol. 32. L07711. doi: 10.1029/2004GL021236.

Foukal P., North G., and Wigley T. 2004. A stellar view on solar variations and climate. Science. Vol. 306. PP. 68—69.

Gao Ch., Robock A., Self S., Witter J., Steffensen J. P., Clausen H., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S., Mayewski P. A., and Ammann C. 2006. The 1452 or 1453 A. D. Kuwae eruption signal derived from multiple ice core records: Greatest volcanic sulfate event of the past 700 years. J. Geophys. Res. Vol. 111, No. D12107. doi: 10.29/2005JD006710.

Hammer C. U., Clausen C. B., and Dansgaard W. 1980. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. Nature. Vol. 288. PP. 230—235.

Hegerl G. C., Crowley T. J., Allen M., Hyde W. T., Pollack H. N., Smerdon J., and Zorita E. 2007. Detection of human influence on a new validated 1500-year tempe- rature reconstruction. J. Climate. Vol. 20. PP. 650—666.

Huang S., Pollack H. N., and Shen P. Y. 2000. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. Nature. Vol. 403. PP. 756—758.

IPCC 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York. NY. USA: Cambridge University Press. 996 P.

Jacoby G. C., Workman K. W., and D'Arrigo D. 1999. Laki eruption of 1783, tree rings, and disaster for northwest Alaska Inuit. Quatern. Sci. Rev. Vol. 18. PP. 1365—1371.

Johnsen S. J., Dahl-Jensen D., Gundestrep N., Steffensen J. P., Clausen H. B., Miller H., Masson-Delmotte V., and Sveinbjö rnsdottir A. E. 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century. Dye-3. GRIP. GISP2. Renland and NorthGRIP. J. Quatern. Sci. Vol. 16. PP. 299—307.

Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P., and Tett S. F. B. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures. The Holocene. Vol. 8. PP. 455—471.

Jones P. D., Briffa K. R., Osborn T. J., Lough J. M., et al. 2009. High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: A review of current status and future prospects. The Holocene. Vol. 19, No. 1. PP. 3—49.

Kohno M. and Fujii Y. 2002. Past 220 year bipolar volcanic signals remarks on common features of their source volcanic eruptions. Annals of Glaciology. Vol. 35. PP. 217—223.

Lean J. 2010. Cycles and trends in solar irradiance and climate. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. Vol. 1, No. 6. PP. 111—122.

Lean J., Rottom G., Harder J., and Kopp G. 2005. SORCE contributions to new understanding of global change and solar variability. Solar Phys. Vol. 230, No. 1—2. PP. 27—53.

Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E.. Grosjean M., and Wanner H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. Science. Vol. 303, No. 5663. PP. 1499—1503.

Mann M. E., Bradley R. S., and Hughes M. K. 1999. Northern Hemisphere temperature during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations. Geophys. Res. Lett. Vol. 26. PP. 759—762.

Mann M. E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R. S., Hughes M. K., Shindell D., Ammann C., Faluvegl G., and Ni F. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and medieval climate anomaly. Science. Vol. 326. PP. 1256—1260.

Mironova I. A., Usoskin I. G., Flückiger E. O., and Bütikofer R. 2008. Variation of aerosol optical properties during the extreme solar event in January 2005. Geophys. Res. Lett. Vol. 35. L18610. doi: 10.29/2008GL035120.

Mischenko M. I., Geogzhayev I. V., Rossow W. B., Cairns B., Carlson B. E., Lacis A. A., Liu Li, and Travis L. D. 2007. Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend. Science. Vol. 315. P. 1543.

Moberg A., Sonechkin D. M., Holmgren K., Datsenko N. M., and Karlen W. 2005. Northern Hemisphere annual temperatures from low- and high-resolution proxy data over the last 2000 years. Nature. Vol. 433, No. 7026. PP. 613—617.

Osborn T. J. and Briffa K. R. 2006. The spatial extent of 20th-century warmth in the context of the past 1200 years. Science. Vol. 311. PP. 841—844.

Pinker R. T., Zhang B., and Dutton E. G. 2005. Do satellites detect trends in surface solar radiation? Science. Vol. 308, No. 5723. PP. 850—854.

Robock A., Ammann C. M., Oman L., Shindell D., Levis S., and Stenchikov G. 2009. Did the Toba volcanic eruption of ~74 ka B. P. produce widespread glaciation? J. Geophys. Res. Vol. 114, No. D10107. doi: 10.29/2008JD011652.

Scafetta N. and West B. J. 2006. Phenomenological solar signature in 400 years of reconstructed Northern Hemisphere temperature record. Geophys. Res. Lett. Vol. 33. doi: 10.1029/2005GL025539.

Smith C. L., Baker A., Fairchild I. J., Frisia S., and Borsato A. 2006. Reconstructing hemispheric scale climates from multiple stalagmite records. Int. J. Climatology. Vol. 26, No. 10. PP. 1417—1424.

Stothers R. 2000. Climatic and demographic consequences of the massive volcanic eruption of 1258. Climatic Change. Vol. 45. PP. 361—374.

Traufetter F., Oerter H., Fischer H., Weller R., and Miller H. 2004. Spatial-temporal variability in volcanic sulphate deposition over the past 2 kyr in snow pits and firn cores from Amundsenisen. Antarctica. J. Glaciology. Vol. 50, No. 168. PP. 137—146.

Usoskin I. G., Schussler M., Solanki S. K., and Mursula K. 2005. Solar activity over the last 1150 years: Does it correlate with climate? In: Proc. 13th Cool Stars Workshop. Hamburg. F. Favata, B. Battrick, and G. Hussain (eds.). 5—9 July 2004. ESA SP-560. PP. 19—22.

Wild M., Ohmura A., and Makowski K. 2007. Impact of global dimming and brightening on global warming. Geophys. Res. Lett. Vol. 34. L04702. doi: 10.1029/2006GL028031.

Wilson R., D'Arrigo R., Buckley B., Büntgen U., Esper J., Frank D., Luckman B., Payette S., Vose R., and Youngblut D. 2007. A matter of divergence: Tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data. J. Geophys. Res. Vol. 112, No. D17103. doi: 10.1029/2006JD008318.

Zielinski G. A. 1995. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the GISP2 Greenland ice core. J. Geophys. Res. Vol. 100. PP. 20937—20955.

Zielinski G. A., Mayewski P. A., Meeker L. D., Whitlow S., Twicker M. S., Moeeison M., Meese D. A., Gow A. J., and Alley R. B. 1994. Records of volcanism since 7000 B. C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. Science. Vol. 264. PP. 948—952.

ОЦЕНКА ВКЛАДА ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ФАКТОРОВ В ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕМЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ РОССИЙСКОГО СЕВЕРА

О. В. Микушина

Россия, 111250 Москва, Красноказарменная ул., д. 14, Московский энергетический институт (технический университет). MikushinaOV@mpei.ru

Реферат. Исследуется изменчивость приземной температуры на метеорологических станциях Российского Севера в связи с особенностями пространственно-временной структуры полей давления на уровне моря внетропической части Северного полушария и региона влияния Северной Атлантики. Предложены модели связей между температурой и коэффициентами разложений по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) полей давления на уровне моря. С использованием результатов, полученных для пяти метеорологических станций, найдены оптимальные предикторы среднемесячной температуры в Туруханске и Архангельске.

Установлено, что для периода 1992—2010 гг. первая ЭОФ поля давления в декабре объясняет изменчивость средней температуры за декабрь — январь одного сезона примерно на 60% в Архангельске и на 80% в Туруханске. В Архангельске связь температуры зимних месяцев и коэффициентов разложения по ЭОФ менее выражена, чем в Туруханске, однако к марту их корреляция становится значительнее, достигая самого большого за год значения. Показано, что циркуляционные факторы представляют важную информацию о температуре, дополнительную к содержащейся в климатическом (среднем многолетнем) значении.

Ключевые слова. Среднемесячная температура, эмпирические ортогональные функции, давление на уровне моря, арктическое колебание, североатлантическое колебание, оптимальные предикторы.

ASSESSMENT OF THE CONTRIBUTION OF CIRCULATION FACTORS TO THE MEAN MONTHLY TEMPERATURE VARIABILITY AT THE METEOROLOGICAL STATIONS OF THE RUSSIAN NORTH

O. V. Mikushina

Moscow Power Engineering Institute (Technical University), 14, Krasnokazarmennaya ul., 111250 Moscow, Russia. MikushinaOV@mpei.ru

Abstract. The variability of the surface air temperature at meteorological stations of the Russian North was studied in connection with the peculiarities of spatiotemporal structure of sea level pressure fields of the extratropical Northern Hemisphere and the North Atlantic influence region. Proposed are the models of statistical relations between temperature and expansion coefficients of empirical orthogonal functions (EOF) for the sea level pressure fields. By means of the results obtained for five meteorological stations, the best predictors were found for mean monthly average temperature of Turukhansk and Arkhangel'sk.

It is shown that for 1992–2010 the first EOF for the pressure field in December explains the temperature variability in December–January by about 60% in Arkhangel'sk and 80% in Turukhansk. In Arkhangel'sk the relationship of winter months temperature and expansion coefficients is less pronounced than in Turukhansk. However, their correlation increases by March and reaches the largest value. It is shown that circulation factors provide important information about temperature, additional to the information contained in the climatic (mean long-term) value.

Key words. Mean monthly temperature, empirical orthogonal functions, sea level pressure, Arctic Oscillation, North Atlantic Oscillation, best predictors.

Введение

Известно, что арктическое колебание, лидирующая мода поля давления на уровне моря для Северного полушария, объясняет более 50% зафиксированного в 1900—1995 гг. зимнего потепления в Евразии (Thompson, Wallace, 1998). Арктическое колебание во многом сходно с североатлантическим колебанием, имеет зонально симметричную структуру с синхронными аномалиями противоположных знаков в высоких и средних широтах, но связь с флуктуациями температуры по всей Евразии в целом у арктического колебания значительнее, чем у североатлантического (Thompson, Wallace, 1998). Арктическое колебание определяется как первая эмпирическая ортогональная функция (ЭОФ) поля атмосферного давления на уровне моря внетропической части Северного полушария к северу от 20° с. ш. Североатлантическое колебание характеризуется аналогичным образом, но при построении ЭОФ используется поле давления в Атлантическом секторе (Кондратьев, 2004; Hurrell, 1995).

Эмпирические ортогональные функции обычно используются для представления случайных полей в виде рядов с целью возможно более точного описания этих полей малым числом членов ряда. Часто уже первые 2—3 члена разложения по ЭОФ достаточно точно описывают изменения указанных полей, что существенно упрощает

их интерпретацию (Садовничий и др., 2000; Мещерская и др., 1970). Временная эволюция ЭОФ представляется коэффициентами разложения, вычисляемыми для каждого временного шага как проекции исходного поля на ЭОФ. При рассмотрении полей давления на уровне моря внетропической части Северного полушария и региона влияния Северной Атлантики первые временные коэффициенты разложения ЭОФ называются соответственно индекс арктического колебания и индекс североатлантического колебания.

Попытки установить связь между изменениями температуры в разных регионах Северного полушария и индексами арктического и североатлантического колебаний предпринимались неоднократно рядом авторов. В значительном числе подобного рода работ применялся метод разложения полей температуры на ЭОФ (сингулярное разложение).

В работе (Полонский и др., 2008) получена количественная оценка степени влияния североатлантического колебания на изменчивость приземной температуры воздуха Средиземноморско-Черноморского региона. Показано, что для этого региона североатлантическое колебание совместно с южным колебанием и индоокеанским диполем вносит почти 60% в общую дисперсию поля температуры в январе — феврале. В работе использовался метод разложения на ЭОФ поля температуры исследуемого региона.

Пространственная структура аномалий приповерхностной температуры воздуха во внетропических широтах Северного полушария исследована в работе (Семенов, 2007) с использованием разложения на ЭОФ средних за зимний и летний периоды аномалий поля температуры. Показано, что изменения температуры в широтном поясе 60—90° могут быть с хорошей точностью описаны с помощью североатлантического или арктического колебаний, представляющих собой ведущие моды изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции в Северном полушарии.

В работе (Зверяев, Гулев, 2007) построены скользящие корреляции индекса североатлантического колебания с индексами первой моды сингулярного разложения сезонных значений температуры над Европой. Анализ этих связей выявил их существенную нестационарность. Результаты этой работы свидетельствуют также о том, что ослабление влияния североатлантического колебания в отдельные периоды весеннего и осеннего сезонов может сопровождаться усилением других мод атмосферной циркуляции. Отмечено, что в зимний сезон корреляция индекса первой моды сингулярного разложения температуры воздуха над Европой с индексом североатлантического колебания значительна (>0,8) и статистически значима в течение всего XX в.

Целью данной работы является оценка связи среднемесячной температуры не только с североатлантическим и арктическим колебаниями, но также со следующими по значимости модами атмосферной циркуляции Северного полушария. Кроме того, изучается возможность прогнозирования среднемесячной температуры на метеорологических станциях Российского Севера по известным значениям полей давлений.

Исходные данные и их обработка

Температура

В качестве основного источника данных о температуре использовался архив (Массив данных среднемесячной температуры воздуха... ,2010) наблюдений за температурой приземного воздуха, проведенных с 1886 по 2009 г. на 476 метеорологических станциях на территории бывшего СССР, дополненный значениями по 2010 г. включительно из архива (The Global Historical Climatological Network..., 2011). Из списка метеорологических станций было отобрано 5 северных станций, наблюдения на которых продолжаются по настоящее время и содержат наименьшее число пропусков — Архангельск (64°35′ с. ш., 40°30′ в. д.), Сыктывкар (61°40′ с. ш., 50°51′ в. д.), Чердынь (61°24′ с. ш., 56°31′ в. д.), Салехард (66°32′ с. ш., 66°38′ в. д.) и Туруханск (65°47′ с. ш., 87°56′ в. д.).

Для оценки согласованности среднемесячных значений температуры за последние годы на выбранных станциях будем использовать непараметрический тест измерения связи между несколькими выборками — конкордацию Кендалла. Выборочное значение коэффициента конкордации Кендалла без учета связанных рангов можно найти по следующей формуле (Кендалл, 1975; Айвазян, Мхитарян, 1998):

$$W = \frac{12}{m^2(n^3 - n)} \sum_{i=1}^{n} \left(\sum_{j=1}^{m} R_{ij} - \frac{m(n+1)}{2} \right)^2, \qquad (1)$$

где R_{ij} — ранг i-го наблюдения j-й случайной переменной, $m = 5$, $n = 19$ (19 лет с 1992 по 2010 г.). Критическое значение коэффициента конкордации при уровне значимости α вычисляется следующим образом:

$$W_{\text{кр}} = \frac{\chi^2_{\alpha,\nu}}{m(n-1)}, \quad \nu = n - 1, \qquad (2)$$

где $\chi^2_{\alpha,\nu}$ — квантиль χ-квадрат распределения. Если $W \geq W_{\text{кр}}$, то нулевая гипотеза (о несогласовании данных) отклоняется на приближенном уровне значимости α. В нашем случае для $\alpha = 0{,}05$

значение $W_{кр}$ = 0,32, и коэффициенты конкордации для всех месяцев являются статистически значимыми. Наибольшие значения коэффициент конкордации принимает в феврале (0,82) и декабре (0,78), а наименьшее — в июне (0,42).

Из выбранных метеорологических станций можно выделить две группы, в каждой из которых данные хорошо коррелированы: к первой группе относятся Архангельск, Сыктывкар и Чердынь, ко второй — Салехард и Туруханск. Парные корреляции среднемесячных значений температуры на станциях из разных групп относительно невысокие, причем имеется даже некоторое число статистически незначимых значений. Будем в дальнейшем рассматривать данные о температуре на станциях Архангельск и Туруханск как репрезентативные для своих групп, используя данные остальных станций для сравнения, проверки и коррекции полученных результатов.

Температура зимних месяцев на всех выбранных станциях подвержена более выраженным колебаниям относительно средних значений по сравнению с температурой остальных сезонов. Как известно, зимняя температура на северных станциях имеет тесную связь с арктическим и североатлантическим колебаниями (Fray, Smith, 2003; Семенов, 2007). Наиболее значимы корреляции температуры всего зимнего периода (с декабря по февраль) с температурой в декабре — 0,75 для Туруханска и 0,82 для Архангельска, корреляция зимней температуры и средней за декабрь — январь одного сезона достигает 0,87 для обеих станций.

На рис. 1 представлен временной ход среднемесячной температуры на станциях Туруханск и Архангельск за 2007—2010 гг. в отклонениях от ее средних значений за 1992—2010 гг., а также верхняя и нижняя границы стандартных отклонений среднемесячных значений температуры от средних значений за 1992—2010 гг. На рис. 1 показаны значения средней температуры за декабрь — январь одного сезона (также в отклонениях от соответствующих средних за 1992—2010 гг.). Видно, что в Туруханске в зимний период 2007, 2009 и 2010 гг. среднемесячная температура заметно “выпадала” за границы стандартных отклонений. В Архангельске аномальная среднемесячная температура наблюдалась в зимние сезоны 2007, 2008 и 2009 гг., а также в декабре 2010 г.

Давление на уровне моря

Рассмотрим для каждого года измерения t поля $P_m(x_k, t)$ среднемесячных значений давления на уровне моря, заданные на множестве точек x_k, где m — номер месяца, $m = 1, \ldots, 12$, а точки x_k лежат либо во внетропической части Северного полушария (25—

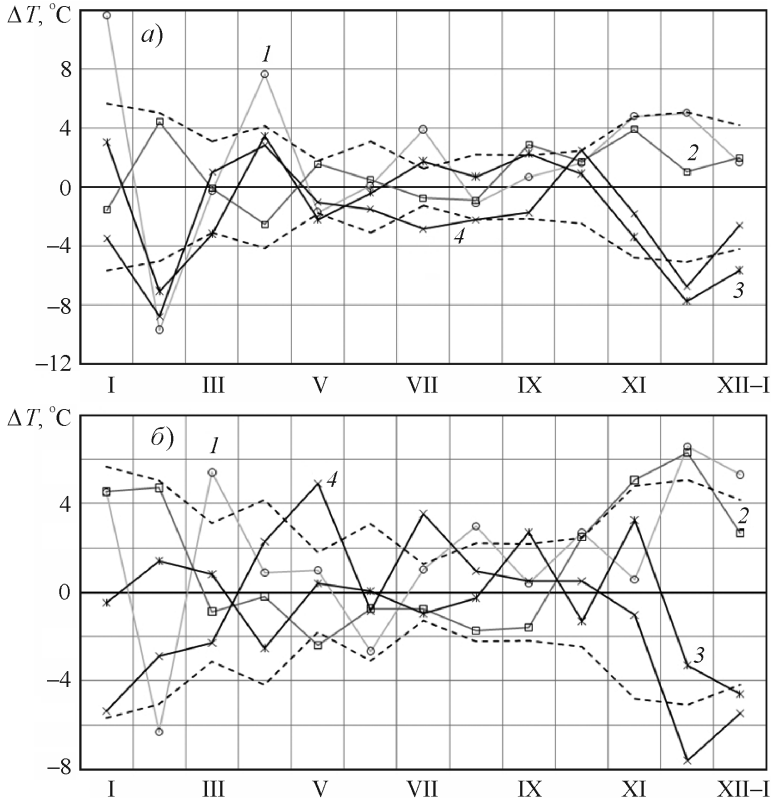


Рис. 1. Отклонение среднемесячных значений температуры на станциях Туруханск (*а*) и Архангельск (*б*) от ее средних значений за 1992—2010 гг.: в 2007 (*1*), 2008 (*2*), 2009 (*3*) и 2010 гг. (*4*). Верхняя и нижняя границы стандартных отклонений от средних значений за 1992—2010 гг. указаны пунктиром.

85° с. ш.), либо в районе влияния Северной Атлантики (20—80° с. ш., 90° з. д. — 40° в. д.). Поля $P_m(x_k, t)$ получены из оперативно обновляемого архива давления на уровне моря для Северного полушария (Allan, Ansell, 2006, 2008) с месячным разрешением в узлах регулярной сетки $5 \times 5°$. Архив (Allan, Ansell, 2006) создан на основе сеточного архива HadSLP2 сухопутных и морских данных за 1850—2004 гг. и содержит оперативные данные до 2010 г. включительно о давлении на уровне моря, которые получены путем реанализа NCEP/NCAR.

Для каждого месяца m выделялась соответствующая часть архива данных $P_m(x_k, t)$ с 1951 г., затем формировалась ковариационная матрица B:

$$B_{kj} = \overline{(f_k(t) - \bar{f}_k)(f_j(t) - \bar{f}_j)}, \quad k, j = 1, \ldots, n. \tag{3}$$

Здесь $f_k \equiv P_m(x_k, t)$, черта вверху означает усреднение по времени. Эмпирические ортогональные функции φ_α, определенные на множестве x_k, представляют собой собственные векторы ковариационной матрицы B, т. е.

$$B\varphi_\alpha = \lambda_\alpha \varphi_\alpha, \quad \alpha = 1, \ldots, n \tag{4}$$

или

$$\sum_{j=1}^{n} B_{kj} \varphi_{\alpha j} = \lambda_\alpha \varphi_{\alpha k}, \quad k = 1, \ldots, n, \quad \alpha = 1, \ldots, n, \tag{5}$$

где $\varphi_{\alpha k} \equiv \varphi_\alpha(x_k)$ с условием нормировки

$$\sum_{j=1}^{n} \varphi_{\alpha j}^2 = 1, \; \alpha = 1, \; \ldots, \; n$$

(Садовничий и др., 2000). Все собственные числа λ_α ковариационной матрицы B вещественны и неотрицательны, а собственные векторы φ_α, соответствующие разным собственным значениям, ортогональны между собой (Хорн, Джонсон, 1989). Для функции $f_k(t)$ справедливо разложение по φ_α:

$$f_k(t) = \sum_{\alpha=1}^{n} b_\alpha(t) \varphi_{\alpha k},$$

причем коэффициенты разложения $b_\alpha(t)$ вычисляются по формуле

$$b_\alpha(t) = \sum_{k=1}^{n} f_k(t) \varphi_{\alpha k}, \tag{6}$$

а $\sigma^2(b_\alpha) = \lambda_\alpha$. Кроме того, сумма собственных чисел ковариационной матрицы равна следу этой матрицы, т. е. суммарной дисперсии функций f_k (Хорн, Джонсон, 1989):

$$\sum_{k=1}^{n} \lambda_k = \sum_{k=1}^{n} B_{kk} = \sum_{k=1}^{n} \sigma^2(f_k). \tag{7}$$

Вклад арктического колебания (т. е. максимального собственного числа λ_1, соответствующего первой ЭОФ) в суммарную дисперсию (7) среднемесячных полей давления составляет в среднем 37%, а вклад североатлантического колебания в суммарную дисперсию (7) полей давления Атлантического сектора чуть больше — в среднем 41%. Для второй ЭОФ соответствующие значения равны 13 и 17%, для третьей — 9 и 12%, для четвертой — 7 и 8% соответственно.

Корреляция индексов $b_1(t)$ североатлантического колебания с соответствующими значениями индексов арктического колебания для периода 1992 —2010 гг. составляет в среднем около 0,79, минимальное значение 0,45 (апрель), максимальное — 0,93 (декабрь).

Модель связи между среднемесячной температурой приземного воздуха и разложением по ЭОФ полей давления на уровне моря

Чтобы установить связь между среднемесячной температурой и разложением по ЭОФ полей давления, использовался метод пошаговой линейной регрессии (Дрейпер, Смит, 1973), а в качестве регрессоров — нормализованные индексы, полученные по формуле (6). Для модели каждого месяца рассматривался 21 формальный предиктор $b_\alpha(t)$ ($\alpha = 1, \ldots, 7$) за три месяца, включая данный месяц и два предыдущих, размерности векторов наблюдений (среднемесячная температура) и предикторов $b_\alpha(t)$ равны 15.

Будем применять модель к среднемесячной температуре приземного воздуха на пяти метеорологических станциях — Архангельск, Сыктывкар, Чердынь, Салехард и Туруханск. Вначале для проверки на включение в модель из формальных предикторов отбирались только те, которые имеют значимые на 90%-ном уровне корреляции с зависимой переменной — средней температурой данного месяца, затем уже применяется пошаговый регрессионный анализ. В соответствии с рекомендациями (Дрейпер, Смит, 1973) был выбран уровень F для включения в модель — 2,0, уровень F для исключения — 1,0, уровень значимости для коэффициентов модели 95%. Предварительные вычисления показали, что в модели для станций из группы Архангельска следует использовать поля давления района влияния Северной Атлантики, а в модели для станций из группы Туруханска лучшие результаты получаются с использованием поля давления всей внетропической части Северного полушария.

В результате регрессионного анализа по известным значениям регрессоров, значимых на 95%-ном уровне (выделены жирным шрифтом в табл. 1), были вычислены оценки среднемесячных значений температуры за 2007—2010 гг. и их доверительные интервалы на уровне 98% (табл. 1). В табл. 1 вместе с включенными в модель регрессорами представлены их нормализованные коэффициенты, которые демонстрируют относительный вклад каждого из регрессоров в регрессионное уравнение. В табл. 1 помещены также фактические значения среднемесячной температуры. Близость модельной оценки к фактическому значению вместе с коэффициентом детерминации и значением F можно считать дополнительной статистической характеристикой модели.

Таблица 1

Характеристики моделей связи между среднемесячной температурой в Туруханске и в Архангельске и индексами $b_\alpha(t)$

Месяц	ЭОФ, индексы которых используются в модели пошаговой регрессии, и значения коэффициентов модели	Коэффициент детерминации	Уровень F модели	Температура, °С	
				оценка (диапазон)	факт
Туруханск					
I	**dec1_ 0,69 jan2 0,46**	0,94	44,1	−13,2 (−17,4... −9,0)	−14,1
II	**feb1 0,61** dec1_ 0,35	0,78	9,6	−26,3 (−31,9 ...−20,7)	−32,8
III	**mar1 0,62**	0,62	8,0	−9,4 (−13,7 ...−4,9)	−14,6
IV	**apr3 0,52 apr4 −0,45** apr2 0,38	0,82	7,6	2,4 (−5,0... 9,8)	0,3
V	Нет значимых корреляций	–	–	–	−0,3
VI	jun3 0,46 may4 −0,38	0,70	5,7	–	11,6
VII	**jun5 0,58 jun2 0,39** jul7 0,28	0,87	11,6	17,7 (16,4— 19,0)	18,4
VIII	**aug3 −0,60** aug5 −0,41	0,75	7,8	12,6 (11,4— 13,8)	11,9
IX	**jul5 −0,48 aug6 0,51**	0,73	6,9	3,5 (1,0— 6,0)	5,9
X	**sep5 −0,69 sep3 0,57 oct5 0,40 aug5 −0,36**	0,91	12,1	1,6 (−3,3... 6,5)	−3,0
XI	**oct5 0,72**	0,72	14,2	−11,5 (−16,4 ...−6,6)	−14,2
XII	oct5 0,40 dec7 0,36	0,61	3,5	–	−19,8
Архангельск					
I	**nov6_ 0,56 dec5_ 0,48**	0,83	13,3	−13,9 (−16,1... −11,7)	−12,0
II	**feb1 0,63**	0,63	8,5	−16,1 (−20,4 ...−11,8)	−10,3
III	**mar1 0,75 mar6 −0,40**	0,90	26,6	−5,1 (−6,1... −4,1)	−4,7
IV	m**ar3 −0,61**	0,61	7,5	0,3 (−1,1... 1,7)	−2,0
V	**may3 0,46 apr6 0,45**	0,75	7,7	3,5 (1,1—5,8)	7,3
VI	**apr3 0,70** may5 0,29 jun2 −0,23	0,90	16,1	11,1 (9,6—12,5)	12,9
VII	**may1 0,55** jun5 −0,32	0,71	6,2	19,5 (16,9—22,2)	15,5
VIII	**jun4 0,79**	0,79	21,0	14,4 (13,5—15,3)	13,1
IX	sep2 −0,46 sep1 0,43	–	–	–	11,3
X	**oct5 −0,79** sep5 −0,27	0,90	26,2	2,3 (1,6—3,0)	1,0
XI	**nov4 −0,65**	0,65	9,3	−4,0 (−6,1 ...−2,0)	−2,1
XII	**dec1 0,64 dec7 0,41**	0,78	9,3	−8,6 (−10,7... −6,6)	−12,3

Результаты

На основе модельных результатов для Архангельска, Сыктывкара, Чердыни, Салехарда и Туруханска можно выбрать оптимальные предикторы для описания среднемесячных значений температуры в 2007—2010 гг.

Туруханск

Для каждого месяца сравним 4 набора ЭОФ, индексы $b_\alpha(t)$ которых отобраны пошаговой регрессией для оценок на 2007, 2008, 2009 и 2010 гг. Кроме того, сравним эти наборы с соответствующими наборами ЭОФ для Салехарда. Составим для каждого месяца оптимальные наборы, содержащие не более двух элементов, каждый из которых статистически значим на уровне 95%, вносит весомый вклад в соответствующую дисперсию и имеет индекс α, не превосходящий 5 (считаем вклады ЭОФ с номерами >5 пренебрежимо малыми). В табл. 2 представлены оценки среднемесячных значений температуры в Туруханске за 2007—2010 гг., выполненные на основе тех индексов разложений по ЭОФ, которые соответствуют оптимальным наборам, для вычисления оценок использовались только фактические значения индексов, размерности векторов наблюдений и предикторов равны 15. Оценки температуры для тех месяцев, в которые не были обнаружены сильные и устойчивые связи с индексами $b_\alpha(t)$, не представлены. В табл. 2 приведены также результаты для средних значений температуры за декабрь текущего — январь следующего календарного года.

Для температуры в январе в Туруханске была получена статистическая модель, имеющая не только наилучшие статистические характеристики, но и высокую прогностическую ценность, поскольку из всех формальных предикторов наибольший вклад в дисперсию дает индекс $b_1(t)$ за предыдущий месяц (декабрь), что делает возможным предсказание температуры в январе уже по декабрьским полям давления. С помощью того же предиктора, как оказалось, можно удачно предсказывать и среднюю температуру за два месяца — декабрь и январь. В то же время модель для среднедекабрьской температуры не выявила устойчивых статистических связей с индексами $b_\alpha(t)$, в том числе и с индексом арктического колебания $b_1(t)$ в декабре.

По результатам данного исследования, конфигурация поля давления в декабре во внетропической части Северного полушария примерно на 80% определяет температуру в январе за 1992—2010 гг. в Туруханске, а также среднюю температуру за декабрь — январь одного сезона. Корреляция средней температуры за декабрь — январь и средней за зиму температуры составляет 0,87, поэтому можно утверждать, что по известным значениям полей давления уже в декабре можно с хорошей точностью предсказать среднюю за зиму аномалию температуры в Туруханске. На рис. 2 показаны средняя температура за январь и декабрь — январь и индекс арктического колебания в декабре, нормализованный на интервале

Таблица 2

Оценки среднемесячных значений температуры в Туруханске и Архангельске за 2007—2010 гг.

Месяц	ЭОФ	Среднее значение за 1992—2010 гг.	Модель температуры, °С											
			2007 г.			2008 г.			2009 г.			2010 г.		
			Детерминация	Факт	Оценка	Детерминация	Факт	Оценка	Детерминация	Факт	Оценка	Детерминация	Факт	Оценка
Туруханск														
I	dec1_	−25,7	0,76	−14,1	−17,9	0,82	−27,3	−23,8	0,79	−22,7	−23,9	0,79	−29,2	−38,2
II	feb1	−23,1	0,51	−32,8	−25,4	0,61	−18,1	−18,2	0,61	−29,6	−27,0	0,64	−31,3	−37,0
III	mar1	−14,3	0,50	−14,6	−11,9	0,55	−14,4	−13,7	0,49	−17,5	−15,2	0,44	−13,3	−15,1
VII	jun2 jun5	14,5	0,81	18,4	17,5	0,84	15,7	17,4	0,82	18,2	14,7	0,63	13,6	15,6
IX	sep1 sep3	5,2	0,75	5,9	7,1	0,72	8,1	5,6	0,74	7,5	8,9	0,74	3,5	3,7
XII—I	dec1	−25,2	0,85	−23,6	−23,2	0,84	−23,4	−23,8	0,84	−31,1	−34,6	0,84	−28,0	−32,2
Архангельск														
II	feb1	−11,7	0,58	−18,0	−15,0	0,59	−7,0	−8,9	0,64	−10,3	−16,1	0,54	−14,6	−19,3
III	mar1	−5,5	0,81	−0,1	−2,2	0,83	−6,4	−4,5	0,82	−4,7	−5,6	0,82	−7,8	−6,8
IV	mar3	0,5	0,69	1,4	−0,3	0,72	0,3	4,2	0,61	−2,0	0,3	0,57	2,8	0,3
VI	apr 3	12,8	0,70	10,2	12,4	0,78	12,1	12,4	0,80	12,9	10,4	0,75	12,0	11,5
VIII	jun 4	13,3	0,82	16,3	14,3	0,80	11,6	12,5	0,81	13,1	14,3	0,82	14,3	13,4
XI	nov 2 nov 4	−5,5	0,64	−4,9	−0,6	0,57	−0,3	−0,9	0,68	−2,1	−5,2	0,64	−6,4	−2,9
XII—I	dec1	−10,1	0,60	−4,8	−8,6	0,61	−7,4	−9,3	0,61	−14,6	−15,1	0,65	−15,5	−15,1

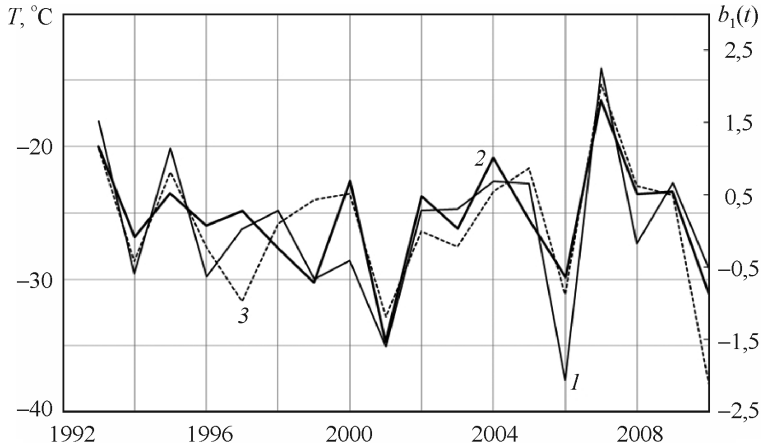


Рис. 2. Средняя температура в Туруханске в январе (*1*), декабре — январе одного сезона (*2*) и индекс арктического колебания в декабре (*3*).

1992—2010 гг. Для удобства индекс $b_1(t)$ и средняя температура за декабрь — январь приписаны календарному году января. По данным с 1951 по 2010 г. связь средней за декабрь — январь температуры с индексом $b_1(t)$ в декабре более устойчива, чем у температуры января, корреляция на интервале с 1992 по 2010 г. составляет 0,78, а с 1951 по 2010 г. — 0,52. Весомый вклад в регрессионное уравнение для температуры в январе может внести январский индекс $b_2(t)$.

В целом модельные оценки по данным табл. 2 показывают хорошую согласованность с фактическими данными, а для января и февраля — значительное преимущество по сравнению, например, с обычными средними значениями за 1992—2010 гг. Действительно, в 2007 г. в Туруханске наблюдался аномально теплый январь и, напротив, аномально холодный февраль, т. е. температура в эти месяцы значительно отклонилась от своих средних значений. Оценки температуры в январе и феврале, полученные с помощью предлагаемого здесь метода по оптимальным регрессорам, не только качественно воспроизводят температурные аномалии января — февраля, но и имеют значения, весьма близкие к фактическим (табл. 2). В 2008 г. в феврале наблюдалась температура несколько выше средних значений, что тоже отражено в модельных оценках. В 2009 г. в зимние месяцы наблюдалась ситуация, подобная той, которая сложилась в 2007 г.: весьма теплый январь и холодный февраль, и модельные оценки, построенные с использованием тех же регрессо-

ров, но уже по данным за 1994—2008 гг., опять дали значения, близкие к фактическим данным.

Как известно, зима 2009/10 г. во многих регионах России, в том числе и в Туруханске, была холодной: отклонения среднемесячной температуры в декабре 2009 г. и феврале 2010 г. от средних значений за 1992—2010 гг. превысили соответственно 8 и 9°С. При этом индексы арктического и североатлантического колебаний приняли экстремально низкие значения. Оценки температуры за январь и февраль в Туруханске, построенные с использованием этих значений, оказались несколько заниженными, а оценка средней температуры за декабрь — январь близка к фактической.

Архангельск

Оптимальные предикторы для описания изменчивости температуры в 2007—2010 гг. в Архангельске были найдены с учетом результатов моделирования среднемесячной температуры в Сыктывкаре и Чердыни.

Для среднемесячных значений температуры в январе и феврале в Архангельске связь с индексами разложениями по ЭОФ полей давления менее выражена, чем в Туруханске. Однако для марта по данным за 1951—2010 гг. была обнаружена сильная и устойчивая связь температуры с индексом североатлантического колебания того же месяца, корреляция с 1992 по 2010 г. и с 1951 по 2010 г. равна соответственно 0,83 и 0,68. Вклад собственного числа λ_1 в суммарную дисперсию (7) полей давления в Северо-Атлантическом регионе в марте 1951—2010 гг. составляет 52% — это самое большое за год значение. На рис. 3 показаны средняя температура за март в Архангельске и индекс североатлантического колебания за этот месяц, нормализованный по среднему значению и стандартному отклонению на интервале 1992—2010 гг. В рамках данной модели представляется возможным прогнозирование температуры в Архангельске на базе независимых предварительных оценок индекса $b_1(t)$ в марте.

Для последующих месяцев связь среднемесячной температуры с первыми индексами разложений по ЭОФ полей давления не прослеживается. Однако, по-видимому, имеет место зависимость температуры от временных коэффициентов следующих по значимости мод атмосферной циркуляции. В частности, для температуры в августе была обнаружена весьма устойчивая связь с коэффициентом $b_4(t)$ в июне. Результаты, представленные в табл. 2, демонстрируют связь среднемесячной температуры в апреле, июне, августе и ноябре с индексами $b_\alpha(t)$, $\alpha > 1$.

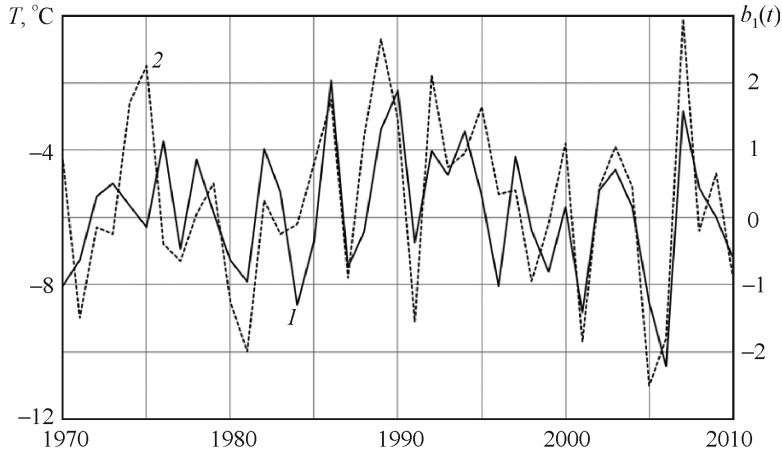


Рис. 3. Средняя температура в Архангельске (*1*) и индекс североатлантического колебания (*2*) в марте.

Связь температуры в январе в Архангельске с индексом североатлантического колебания в декабре не дает таких хороших результатов, как для температуры в январе в Туруханске и индекса арктического колебания в декабре. Тем не менее на основе индекса североатлантического колебания в декабре удалось получить вполне удовлетворительные оценки средней за декабрь — январь температуры в Архангельске (табл. 2). По данным с 1951 по 2010 г., связь средней за декабрь — январь температуры с индексом $b_1(t)$ в декабре устойчива, корреляция на интервале с 1992 по 2010 г. составляет 0,63, с 1951 по 2010 г. — 0,55.

Заключение

Исследовались согласованные с точки зрения упорядочений в совокупности ранжированных рядов данные о среднемесячной температуре на пяти метеорологических станциях Российского Севера, образующих две группы, типичными представителями которых являются станции Архангельск и Туруханск. Архангельск расположен в зоне значительного влияния североатлантической атмосферной циркуляции, температура в Туруханске заметно реагирует на колебания атмосферной циркуляции внетропической части Северного полушария в целом. Выполнено разложение по ЭОФ среднемесячных полей давления внетропической части Северного полушария и Северо-Атлантического региона; построе-

ны модели статистических связей между температурой на пяти станциях и коэффициентами разложений по ЭОФ полей давления.

Установлено, что для 1992—2010 гг. первая ЭОФ полей давления в декабре объясняет изменчивость средней температуры за декабрь — январь одного сезона примерно на 60% для Архангельска и на 80% для Туруханска. В Туруханске арктическое колебание в декабре определяет на 80% изменчивость и среднеянварской температуры, однако вне указанного временного интервала эта связь менее устойчива, чем связь со средней температурой за декабрь — январь. В Архангельске связь температуры зимних месяцев и коэффициентов разложений по ЭОФ полей давления менее выражена, чем в Туруханске, однако к марту их корреляция увеличивается, достигая самого большого за год значения. Таким образом, в зимний сезон и в марте циркуляционные факторы представляют важную информацию о температуре, дополнительную к содержащейся в климатическом (многолетнем среднем) значении.

Для остальных месяцев связь среднемесячной температуры с первыми коэффициентами разложения по ЭОФ полей давления почти не прослеживается. В эти месяцы, как показывают результаты данной работы, может иметь место зависимость температуры не от индексов североатлантического или арктического колебаний, а от временных коэффициентов следующих по значимости мод атмосферной циркуляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айвазян С. А., Мхитарян В. С. 1998. Прикладная статистика и основы эконометрики. М.: ЮНИТИ. 1024 С.

Дрейпер Н., Смит Г. 1973. Прикладной регрессионный анализ. М.: Статистика. 392 С.

Зверяев В. В., Гулев С. К. 2007. Сезонность и нестационарность изменчивости европейского климата в двадцатом веке. Доклады Академии наук. Т. 416, № 5. С. 1—4.

Кендалл М. 1975. Ранговые корреляции. М.: Статистика. 212 с.

Кондратьев К. Я. 2004. Неопределенности данных наблюдений и численного моделирования климата. Метеорология и гидрология. № 4. С. 93—119.

Массив данных среднемесячной температуры воздуха на 476 станциях России. 2010. Булыгина О. Н., Разуваев В. Н., Трофименко Л. Т. и др. Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД. http://www.meteo.ru.

Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. 1970. Естественные составляющие метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат. 200 С.

Полонский А. Б., Торбинский А. В., Башарин Д. В. 2008. Влияние Северо-Атлантического колебания, Эль-Ниньо — Южного колебания и Индоокеанского диполя на пространственно-временную изменчивость приземной температуры воздуха и атмосферного давления Средиземноморско-Черноморского региона. Вестник Одесского государственного экологического университета. Вып. 6. С. 181—197.

Садовничий В. А., Козодеров В. В., Ушакова Л. А., Ушаков С. А. 2000. Предсказуемость глобальных явлений в природе и обществе. Вестник ОГГГГН РАН. № 1(11). С. 84—113.

Семенов В. А. 2007. Структура изменчивости температуры в высоких широтах Северного полушария. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43, № 6. С. 1—10.

Хорн Р., Джонсон Ч. 1989. Матричный анализ. М.: Мир. 655 С.

Allan R. J. and Ansell T. J. 2006. A new globally complete monthly historical mean sea level pressure data set (HadSLP2): 1850—2004. J. Climate. Vol. 19. PP. 5816—5842.

Allan R. J. and Ansell T. J. 2008. Global mean sea level pressure data set, HadSLP2r. Met. Office Hadley Centre for Climate Change. Exeter, UK. http://hadobs.metoffice.com/hadslp2.

Fray K. E. and Smith L. C. 2003. Recent temperature and precipitation increases in West Siberia and their association with Arctic Oscillation. Polar Research. Vol. 22(2). PP. 287—300.

Hurrell J. W. 2010. Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html.

Hurrell J. W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. Science. Vol. 269, No. 5224. PP. 676—679.

The Global Historical Climatological Network Monthly (GHCNM). Version 3.x.z.YYYYMMDD. 2011. Asheville, North Carolina, USA: National Climatic Data Center (NCDC). ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/v3.

Thompson D. W. J. and Wallace J. M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys. Res. Lett. Vol. 25. PP. 1297—1300.

МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЛЯРНОГО ФРОНТА НАД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНОЙ В СЕРЕДИНЕ XXI ВЕКА

Е. А. Черенкова[1)], *И. М. Школьник*[2)]

[1)]Россия, 119017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН. lcherenkova@marketresearch.ru

[2)]Россия, 194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7, Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова. igor@main.mgo.rssi.ru

Реферат. Исследовано положение полярного фронта и его возможное изменение в середине XXI в. на территории Европейской России в летний сезон по результатам численного моделирования климата с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). Рассмотрен наиболее простой метод выявления положения полярного фронта на карте на основе определения областей повышенных градиентов температуры. Установлено, что положение и характеристики полярного фронта воспроизводятся четырьмя из семи рассмотренных МОЦАО. Выявлены особенности расположения климатологического полярного фронта над Восточно-Европейской равниной летом в период 2046—2065 гг. по модельным оценкам. Положение полярного фронта в середине XXI в. прогнозируется как устойчивое.

Ключевые слова. Полярный фронт, градиенты температуры, изменение климата, модели общей циркуляции атмосферы и океана, Восточно-Европейская равнина.

MODEL ESTIMATES OF POLAR FRONT CHARACTERISTICS OVER THE EAST EUROPEAN PLAIN BY THE MID-21st CENTURY

E. A. Cherenkova[1)] *and I. M. Shkolnik* [2)]

[1)]Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetnyi per., 119017 Moscow, Russia. lcherenkova@marketresearch.ru

[2)]Voeikov Main Geophysical Observatory, 7, ul. Karbysheva, 194021 St. Petersburg, Russia. igor@main.mgo.rssi.ru

Abstract. Studied was the location of the polar front as well as its possible change over European Russia during the summer season as projected by an ensemble of atmosphere—ocean general circulation models by the mid-21st century. The simplest method was considered to identify the location of the polar front on the map using the areas of increased surface air temperature gradients. The four of seven climate models appear to be skillful at simulating the location and magnitude of

the polar front. Revealed were the features of climatological polar front location over the East European Plain during the summer in the period of 2046—2065 based on the model estimates. It was found that polar front location will not change significantly by the mid-21st century.

Key words. Polar front, temperature gradients, climate change, atmosphere—ocean general circulation models, East European Plain.

Введение

Теория полярного фронта предложена в начале XX в. норвежским физиком В. Бьеркнесом совместно с группой ученых-метеорологов. В основе теории — модель формирования циклона в пределах переходной области, разделяющей теплый тропический воздух и холодные полярные воздушные массы средних широт (Bjerknes, 1922). Из-за больших температурных градиентов эта область является источником потенциальной энергии, преобразующейся в кинетическую энергию при формировании циклонов. В 1930-х годах отечественными учеными при изучении фронтообразования над территорией России было обнаружено, что зона повышенных градиентов, которая получила название летнего полярного фронта над Восточно-Европейской равниной, формируется при обострении над материком окклюзий атлантического полярного фронта (Аскназий, 1934). Позднее географическое местоположение полярного фронта на карте в июле над территорией Восточно-Европейской равниной было уточнено С. П. Хромовым (1940, 1950). Тогда же было введено понятие "климатологический фронт" — среднее положение фронтов определенного географического типа в определенном районе (Хромов, 1948). Взаимосвязь изменения градиентов температуры и осадков с растительностью летом на европейской территории России (ЕТР) исследовалась в разные климатические периоды с 1931 по 2001 г. (Золотокрылин, Титкова, 2009). В настоящее время повышенный интерес к полярному фронту летом над Евразией обусловлен продолжающимся глобальным изменением климата, наиболее заметно проявляющимся по данным наблюдений и климатических моделей на территории Восточно-Европейской равнины (Оценочный доклад ..., 2008; Груза и др., 2006). В этой связи изучение ожидаемых изменений положения полярного фронта в середине XXI в. приобретает особую актуальность.

Целью статьи является исследование воспроизведения положения климатологического полярного фронта (КПФ) и его характеристик в летний сезон над Восточно-Европейской равниной в середине XXI в. на основе результатов численного моделирования климата с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана.

Территория, данные и методы

Авторы руководствовались тем, что по определению пространственное положение КПФ характеризуется максимальными абсолютными значениями горизонтального градиента приземной температуры, связанными с синоптическими фронтами большой повторяемости. Для определения положения КПФ в XX в. использовался анализ данных наблюдений за температурой приземного воздуха CRU TS 2.1 (Climate Research Unit) Университета Восточной Англии. Данные представлены массивами ежемесячных значений разных метеорологических величин в узлах регулярной географической сетки (0,5 × 0,5°) с 1901 по 2002 г. (Mitchell, Jones, 2005). Для сравнительного анализа положения и характеристик КПФ в XX в. и возможных изменений в середине XXI в. были использованы результаты численных экспериментов с климатическими моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) международного проекта CMIP3 (http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php). Из большого набора характеристик модельного климата были выбраны временные ряды среднесуточной приземной температуры воздуха за периоды 1980—1999 и 2046—2065 гг. (http://www.ipcc-data.org). Использованы также результаты расчетов по ансамблю из семи МОЦАО: ECHAM, CSIRO, CCC_T47, CCSR_me, ECHO, IPSL, CNRM (табл. 1). Ансамблевые расчеты в настоящее время представляют достаточно эффективное средство уменьшения неопределенностей прогнозов климата, связанных с его естественной изменчивостью, ошибками самих моделей и сценариями изменения концентраций парниковых газов и аэрозолей.

В данном исследовании использован сценарий антропогенных выбросов SRES A2, соответствующий одному из вариантов наиболее значительного потепления климата. Этот сценарий в Четвертом оценочном докладе МГЭИК соответствует будущему развитию цивилизации как “крайне разобщенному миру” с неконтролируемым ростом населения и регионально ориентированным ростом экономики. При таком сценарии вероятный диапазон глобального среднего приземного потепления в конце XXI в. может составить от 2 до 5,4°C (IPCC, 2007).

Исследования проводились для территории Восточно-Европейской равнины, ограниченной с запада примерно 30° в. д., с востока — 60° в. д. (регион включает в основном территорию России). В узлах сетки МОЦАО на основе среднесуточных значений рассчитывались средние многолетние значения температуры воздуха с июня по август за периоды 1980—1999 и 2046—2065 гг.

Таблица 1

Модели общей циркуляции атмосферы и океана, участвующие в международном проекте по анализу расчетов климата CMIP3 IPCC

Модель	Организация	Страна	Атмосфера (пространственное разрешение)
IPSL-CM4	Институт Пьера Симона Лапласа	Франция	2,5 × 3,75, L19
ECHAM5/MPI-OM	Институт метеорологии Макса Планка	Германия	T63, L32
ECHO-G	Боннский университет/Метеорологический институт KMA	Германия/Корея	T30, L19
CCC CGCM3.1(T47)	Канадский центр моделирования и анализа климата	Канада	T47 (3,75 × 3,75), L31
CCSR MIROC3.2_me	Университет г. Токио	Япония	T42, L20
CSIRO-Mk3.0	Исследования атмосферы CSIRO	Австралия	T63, L180
CNRM-CM3	Национальный центр климатических исследований	Франция	T63 (2,8 × 2,8), L45

Затем на основе интерполированных методом кригинга данных с помощью ГИС MapInfo были построены пространственные распределения средней месячной приземной температуры воздуха и ее градиента за указанные периоды. Статистическая значимость результатов оценивалась с помощью критерия Стьюдента (с уровнем значимости 0,95) для временных рядов разной длины.

Абсолютные значения температурного градиента Gt (°C/1° ш.) были рассчитаны по формуле

$$Gt = \sqrt{Gx^2 + Gy^2},$$

где $Gx = (t_{i+1,j} + t_{i+1,j+1} - t_{i,j} - t_{i,j-1})/(2\cos\varphi)$ — широтная составляющая вектора температурного градиента, $Gy = (t_{i,j+1} + t_{i+1,j+1} - t_{i,j} - t_{i+1,j})/2$ — меридиональная составляющая вектора, i — увеличивающийся с запада на восток индекс ячейки сетки модели по долготе, j — увеличивающийся с юга на север индекс ячейки сетки модели по широте, φ — географическая широта, на которой находится ячейка сетки.

Анализ результатов

Рассмотрен наиболее простой метод выявления положения полярного фронта на карте на основе определения областей с повышенными градиентами приземной температуры воздуха.

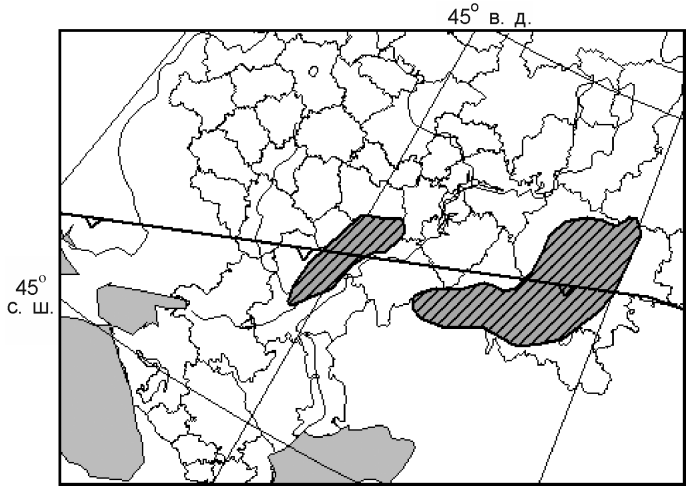


Рис. 1. Положение полярного фронта летом (Хромов, 1940) и области наибольших градиентов температуры (штриховка) в июле 1980—1999 гг. по данным реанализа.

Характеризующая КПФ область указанных градиентов, которая была выявлена на основе данных реанализа над Восточно-Европейской равниной в течение лета в период 1980—1999 гг., в целом соответствует определенному С. П. Хромовым положению полярного фронта в июле (рис. 1). На рис. 1 видно, что эта полоса неравномерна и имеет два локальных максимума. Область больших значений градиентов температуры ограничена примерно 48,8—56,4° с. ш. и 43,4—60° в. д. Анализ зонально осредненных градиентов температуры с июня по август над Восточно-Европейской равниной показал, что максимальные значения градиента температуры (до 1,1°С) приходятся на 52° с. ш.

Сравним характеристики КПФ по данным моделей и наблюдений в период 1980—1999 гг. и определим пространственное положение КПФ в середине XXI в. по данным рассмотренных МОЦАО, а также выясним, как прогнозируемое согласно сценарию А2 потепление отразится на изменении положения полярного фронта по сравнению с базовым периодом.

Анализ положения КПФ по данным МОЦАО показал, что четыре из семи моделей (CNRM, CCC_T47, CSIRO и ECHAM) удовлетворительно воспроизводят полярный фронт на рассматриваемой территории за период 1980—1999 гг. Оценки результатов расчетов моделей CCSR_me, ECHO и IPSL значительно отклоняются от фактических данных. Так, по сравнению с данными

Таблица 2

Изменение средней многолетней температуры по данным МОЦАО CMIP3 на территории исследования в период с июня по август 2046—2065 гг. по сравнению с 1980—1999 гг.

МОЦАО CMIP3	Изменение температуры, °С		
	среднее	максимальное	минимальное
CCC_T47	1,5	2,3	1,0
CNRM	2,5	3,9	1,4
CSIRO	1,6	2,4	0,6
ECHAM	1,3	2,3	0,8

наблюдений модельный фронт оказывается заметно смещенным и имеет иную пространственную ориентацию. Среди возможных причин значительных ошибок в описании положения и интенсивности КПФ некоторыми МОЦАО следует отметить, в первую очередь, погрешности расчета глобальными моделями региональной атмосферной циркуляции. Так, например, смещение путей перемещения циклонов, занижение их числа и глубины в моделях относительно данных наблюдений может заметно искажать энерго- и массообмен между умеренными и высокими широтами. Ошибки в описании меридионального переноса тепла и влаги могут в свою очередь заметно сказываться на качестве расчета таких характеристик полярного фронта, как его пространственная ориентация и интенсивность. Остановимся подробнее на указанных выше четырех моделях, дающих удовлетворительное качество расчета КПФ.

Повышение температуры летом над Восточно-Европейской равниной в середине XXI в. прогнозируется всеми климатическими моделями, причем ожидаемое потепление в регионе, по сравнению с последним двадцатилетием XX в., находится в диапазоне от 1,3 до 2,5°С (табл. 2). Согласно расчетам, выполненным по модели CCC_T47, потепление летом на Восточно-Европейской равнине в 2046—2065 гг. прогнозируется однородным с максимальными значениями на северо-востоке (до 2,3°С). Менее всего оно будет выражено в центре Восточно-Европейской равнины (до 1°С). Согласно сценарию МОЦАО ECHAM, в середине текущего столетия величина аномалий температуры в июне — августе будет увеличиваться с северо-запада на юго-восток (от 0,8 до 2,3°С). По данным МОЦАО CNRM и CSIRO, интенсивность потепления будет увеличиваться с севера на юг: от минимальных значений 1,4°С (по данным CNRM) и 0,6°С (CSIRO) до максимальных — 3,9°С (по данным CNRM) и 2,4°С (CSIRO).

По данным МОЦАО CCC_T47, в летний сезон периода 1980—1999 гг. на территории исследования выделяется полоса температурных градиентов (табл. 3) в направлении с запада на восток, которая

Таблица 3

Области максимальных градиентов температуры и средние значения горизонтального градиента температуры над Восточно-Европейской равниной в периоды 1980—1999 и 2046—2065 гг. по данным МОЦАО

МОЦАО	Месяц	Границы области максимальных градиентов, град				Горизонтальный градиент температуры, °С	
		с. ш.	в. д.	с. ш.	в. д.		
		1980—1999 гг.		2046—2065 гг.		1980—1999 гг.	2046—2065 гг.
CCC_T47	VI	50,4—57	39,6—60	51—57	42,2—60	1,04	1,00
	VII	51,3—57,2	41,2—53,8	47,7—54,4	30—47,2	1,03	1,00
	VIII	48,6—53	31,4—46,5	47,7—54,2	30—47	0,95	0,95
	Лето	51—57,5	40,5—60	47,9—56,7	30—60	1,00	0,97
CNRM	VI	49,7—52,4	42,5—60	49,3—53,2	39—60	0,90	0,99
	VII	49,7—54,1	38,6—60	49,8—54,8	36,4—60	0,88	0,99
	VIII	50,5—54,1	47—60	51,7—54,7	55—60	0,89	0,96
	Лето	50—53	42,9—60	50,3—53,8	41—60	0,88	0,97
CSIRO	VI	48,8—53	30—60	48,9—55	30—60	0,88	0,91
	VII	48—54,2	30—60	48,2—55,9	30—60	0,84	0,92
	VIII	48,1—57	30—58,6	48,1—57,5	30—60	0,80	0,85
	Лето	48,2—54,6	30—60	48,2—55,9	30—60	0,84	0,89
ECHAM	VI	48,2—52,2	43,3—60	47,9—52,6	42,8—60	0,86	0,90
	VII	48—52,7	42,6—60	47,9—54,3	33,3—60	0,87	0,93
	VIII	48,1—53,7	40,9—60	47,9—53,8	33,1—60	0,90	0,93
	Лето	48,1—52,9	42,9—60	47,9—53,4	40,1−60	0,87	0,91

может быть интерпретирована как КПФ. Оценки КПФ по модели CCC_T47 и данным наблюдений за аналогичный период имеют близкую пространственную ориентацию, однако фронт по данным климатической модели смещен на градус севернее. По данным МОЦАО CCC_T47, полярный фронт летом в середине XXI в. будет находиться практически в тех же границах, как и в период 1980—1999 гг. Наибольшая стабильность географического местоположения области максимумов температурных градиентов от периода к периоду по данным модели характерна для июня.

По расчетам модели CNRM на территории исследования в летний сезон в период 1980—1999 гг. присутствует полоса повышенных градиентов температуры в направлении с запада на восток, которая может быть определена как климатологический полярный фронт. Однако при сравнении с данными наблюдений обнаруживается, что географическое положение полярных фронтов совпадает только до 51° в. д., далее КПФ смещается в юго-восточном направлении на территорию Казахстана. Область повышенных градиентов приземной температуры по данным CNRM летом в

середине XXI в. будет занимать несколько большую площадь по сравнению с площадью в 1980—1999 гг., но пространственная ориентация полярного фронта останется прежней. Географическое положение области наибольших температурных градиентов по данным CNRM от периода к периоду оказывается наиболее стабильным в августе (табл. 3).

Полоса повышенных градиентов приземной температуры по данным модели CSIRO, характеризующая климатологический полярный фронт над Восточно-Европейской равниной в летний сезон в период 1980—1999 гг., ориентирована несколько больше в меридиональном направлении по сравнению с климатологическим полярным фронтом по данным анализа наблюдений. Те же особенности географической ориентации фронта сохраняются и в период 2046—2065 гг. По расчетам этой модели градиенты температуры в области КПФ характеризуются малыми абсолютными значениями, а также устойчивым положением во все рассмотренные месяцы обоих периодов (табл. 3).

По оценкам МОЦАО ECHAM, полоса повышенных градиентов приземной температуры, определяющая климатологический полярный фронт над Восточно-Европейской равниной в летний сезон в 1980—1999 гг., так же как по оценкам модели CSIRO, больше ориентирована в меридиональном направлении по сравнению с фактическим положением КПФ. Область повышенных градиентов температуры по данным климатической модели ECHAM в июле и августе 2046—2065 гг. будет иметь заметно большую площадь, чем в период 1980—1999 гг. (табл. 3).

Заметим, что изменения градиентов температуры по данным климатических моделей CNRM, ECHAM и CSIRO в середине XXI в. по сравнению с последним двадцатилетием XX в. являются статистически значимыми на уровне 95%.

Рассмотрим широтный ход зонально осредненных градиентов температуры с июня по август над Восточно-Европейской равниной, полученный по данным МОЦАО в периоды 1980—1999 и 2046—2065 гг. Все модели, кроме модели CSIRO, воспроизводят завышенные на 0,1—0,3°C значения максимальных градиентов температуры по сравнению с данными наблюдений CRU. Максимальные значения градиента температуры над Восточно-Европейской равниной приходятся для МОЦАО CCC_T47 на 52° с. ш. в оба периода исследования; для CNRM — на 50° с. ш. в 1980—1999 гг. и 51° с. ш. в 2046—2065 гг.; для CSIRO — на 49° с. ш. в оба периода исследования; для ECHAM — на 49—50° с. ш. в 1980—1999 и 2046— 2065 гг. (рис. 2).

В целом, несмотря на значительный межмодельный разброс, положение полярного фронта над территорией Восточно-Ев-

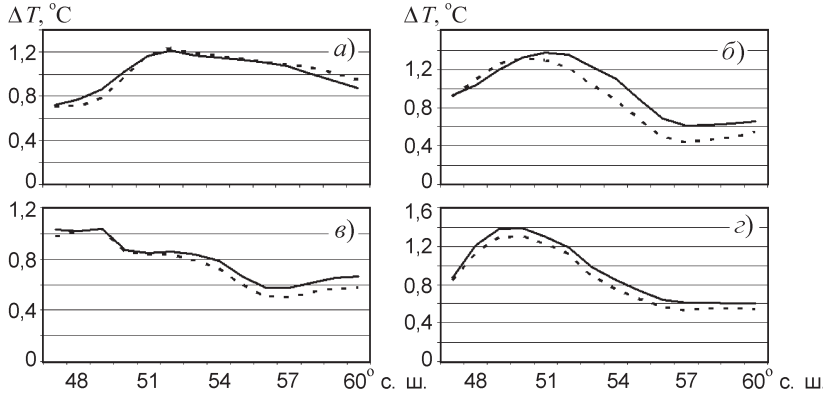


Рис. 2. Широтное изменение градиента температуры за лето в период 1980—1999 гг. (пунктир) и 2046—2065 гг. (сплошная линия) над Восточно-Европейской равниной по данным МОЦАО CCC_T47(*а*), CNRM (*б*), CSIRO (*в*) и ECHAM (*г*).

ропейской равнины в условиях потепления (от 1,3 до 2,5°С) в середине XXI в. по данным рассмотренных климатических моделей прогнозируется достаточно устойчивым. Заметного смещения максимальных зонально осредненных значений градиента температуры по данным моделей CCC_T47, CSIRO и ECHAM в период 2046—2065 гг. в меридиональном направлении не ожидается.

Заключение

Дается оценка качества расчета и прогноз изменения положения климатологического полярного фронта с использованием среднесуточной приземной температуры воздуха, рассчитанной по ансамблю моделей CMIP3 за периоды 1980—1999 и 2046—2065 гг. Использован сценарий увеличения концентрации парниковых газов и аэрозолей в атмосфере A2.

Положение полярного фронта в летний сезон над Восточно-Европейской равниной в последнее двадцатилетие XX в. и середине XXI в., определенного исходя из особенностей поля приземной температуры, воспроизводится четырьмя из семи рассмотренных МОЦАО: CNRM, CCC_T47, CSIRO и ECHAM. По результатам численного моделирования с помощью МОЦАО в ситуации возможного потепления в середине XXI в. в среднем от 1,3 до 2,5°С ожидаемое положение полярного фронта летом над Восточно-Европейской равниной не подвергнется существенным изменениям из-за того, что градиенты приземной температуры изменятся незначительно. Степень доверия возможным изменениям положения полярного фронта определяется в

значительной степени качеством расчета современными моделями характеристик атмосферной циркуляции, в частности глубины, числа и направления перемещения циклонов. Использованные в данном исследовании модели CMIP3 имеют сравнительно невысокое разрешение (100—300 км) и, по-видимому, несколько недооценивают циклоническую активность на территории Восточно-Европейской равнины. Здесь открываются перспективы для использования моделей более высокого разрешения, в том числе региональных, имеющих шаги сеток в диапазоне 10—100 км и описывающих больший спектр атмосферных движений.

Благодарность

Работа выполнялась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ-10-05-00407).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аскназий А. И. 1934. К вопросу о летней циркуляции над европейской территорией Союза. Журнал геофизики. Т. 4, № 4 (14). С. 423—439.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Аристова Л. Н., Клещенко Л. К. 2006. О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России. Метеорология и гидрология. № 10. С. 5—23.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б. 2009. Климатический фактор динамики растительности засушливых земель европейской территории России. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб: Гидрометеоиздат. Т. XXII. С. 79—91.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Т. I. Изменения климата. М.: Росгидромет. 227 С.

Хромов С. П. 1940. Новые карты главных фронтальных зон. Метеорология и гидрология. С. 85—101.

Хромов С. П. 1948. Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат. 562 С.

Хромов С. П. 1950. Географическое размещение климатологических фронтов. Известия Всесоюзного географического общества. № 2. С. 126—137.

Bjerknes J. and Solberg H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. 1922. Geofysiske Publikationer. Vol. 3, No. 1. PP. 1—18.

IPCC. Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and N.Y., USA: Cambridge University Press, 2007. 996 P.

Mitchell T. D. and Jones P. D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Int. J. Climatology. Vol. 25. PP. 693—712.

ОБ ИНДЕКСЕ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ ДЛЯ ЗАДАЧ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

Д. Б. Киктев

Россия, 123242 Москва, Б. Предтеченский пер., д. 11—13, Гидрометцентр России. kiktev@mecom.ru

Реферат. Прогностический индекс экстремальности (Extreme Forecast Index — *EFI*) является продуктом статистической интерпретации результатов динамического ансамблевого прогнозирования состояния атмосферы. Этот индекс, разработанный для кратко- и среднесрочных прогнозов, является характеристикой различия прогностического и модельного климатического вероятностных распределений на момент прогноза. Индекс рассчитывается в вероятностном пространстве и не несет информации о характерных значениях той или иной метеорологической величины. Для разных метеорологических величин, сезонов и регионов индекс экстремальности рассчитывается единообразно без проблем с определением критических пороговых уровней. Предложена модификация индекса *EFI* для задач долгосрочного метеорологического прогноза. Индекс рассчитывается на основе модельных рядов данных и может быть адаптирован к разным типам экстремальных явлений.

Ключевые слова. Долгосрочный прогноз, вероятностное распределение, экстремальное явление, индекс, статистическая интерпретация.

ON EXTREME INDEX FOR PURPOSES OF LONG-TERM WEATHER FORECASTING

D. B. Kiktev

Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation, 11—13, Bolshoi Predtechenskii per., 123242 Moscow, Russia. kiktev@mecom.ru

Abstract. Extreme Forecast Index (*EFI*) is a product of statistical interpretation of dynamic ensemble forecasting of the atmosphere state. This index was developed for short- and medium-range forecasts. It is a characteristic of the difference between forecasted probability distribution and the distribution produced by climate model for a given moment in future. The index is quantified in terms of the probability space and does not contain information on original range of values of a particular meteorological parameter. For various meteorological parameters, seasons and regions, *EFI* can be used uniformly without problems with critical thresholds definition. A modification of *EFI* is proposed for the purposes

of long-range meteorological forecasting. It is calculated from model data series and can be adapted to various types of extreme events.

Key words. Long-range forecast, probability distribution, extreme event, index, statistical interpretation.

Введение

Практические потребности в продукции долгосрочных и, в частности, сезонных метеорологических прогнозов сегодня значительно опережают возможности должным образом их удовлетворить как по спектру предлагаемых прогностических продуктов, так и по уровню успешности. Степень детализации сезонных прогнозов, обычно представляемых в терминах вероятностей трех категорий (градаций) средних за период прогноза аномалий (выше, ниже или около нормы), не устраивает многих потребителей. Но даже и при такой форме представления выходной продукции успешность сезонных прогнозов, выпускаемых ведущими прогностическими центрами мира, является крайне скромной. В то же время значительная часть вопросов потребителей связана с долгосрочными прогнозами разного рода экстремальных погодно-климатических явлений, которые являются серьезной угрозой для населения и экономики. Можно ли говорить о такого рода ранних предупреждениях при нынешнем отрезвляющем уровне успешности сезонных прогнозов?

Наполнение понятия “экстремальное гидрометеорологическое явление” зависит от пространственно-временных масштабов рассматриваемых геофизических процессов. В сегодняшних системах долгосрочного метеорологического прогноза объектом прогнозирования обычно являются средние за период (месяц, сезон) аномалии метеорологических полей и вероятности разных категорий аномалий. При достаточно большом количестве категорий аномалий крайние из них можно трактовать как экстремальные. Для рассмотрения действительно экстремальных аномалий в прогностическом ансамбле должно быть по меньшей мере несколько десятков прогностических реализаций. Сегодня становятся реальностью сезонные прогнозы на базе мультимодельных ансамблей с размерностью порядка сотен реализаций. Это уже весьма представительная статистика для достаточно детализированного вероятностного прогноза. В настоящее время динамические долгосрочные прогнозы экстремальных средних за период прогноза аномалий выпускаются тремя прогностическими центрами: ECMWF (European Centre for Medium Range Forecasts), APCC (Asia-Pacific Climate Centre) и IRI (International Research

Institute for Climate and Society). Во всех трех центрах экстремумы в средних месячных (сезонных) значениях температуры и осадков прогнозируются как вероятности попадания в верхний и нижний 15%-ные "хвосты" многолетнего эмпирического распределения значений прогнозируемой метеорологической величины. Метеорологическая служба Великобритании использует 5-категорийную дискретизацию распределения вероятностей средних сезонных аномалий.

Средние месячные или сезонные аномалии дают весьма огрубленное представление об особенностях периода прогноза. Так, несложно представить, что, например, нейтральный с точки зрения средних за период прогноза аномалий сезон может быть результатом взаимной компенсации экстремальных волн тепла (холода) и более умеренных эпизодов с аномалиями температуры противоположного знака.

Помимо экстремумов как крайних категорий средних за период прогноза аномалий возможно также рассмотрение экстремумов другого рода — экстремумов на фоне внутрисезонной (внутримесячной) изменчивости. В предположении справедливости концепции о предсказуемости второго рода, обусловленной влиянием медленных внешних воздействий на атмосферу, можно ожидать проявления этих воздействий и на статистику экстремальных явлений внутри периода долгосрочного прогноза за пределами интервала детерминированной предсказуемости индивидуальных синоптических структур. Например, внутрисезонное число превышений определенного порогового уровня значениями метеорологической величины, продолжительность периодов такого превышения, число накопленных градусодней, интенсивность волн тепла (холода), индексы засушливости, число тропических циклонов или блокирующих ситуаций, сроки начала муссона, процентили "хвостов" распределений и другие статистики рядов ежесуточных прогностических данных также могут интерпретироваться как характеристики (индексы) экстремальности гидрометеорологических процессов.

По проблематике прогноза экстремальных метеорологических явлений с заблаговременностью до нескольких суток существует обширная литература. Большое количество публикаций также посвящено вопросам моделирования долгопериодных (с временными масштабами порядка десятков лет) изменений в экстремальных климатических характеристиках. В то же время в вопросах прогноза экстремальных явлений на сроки порядка месяцев и сезонов в настоящее время отмечается дефицит информации. Настоящая работа — попытка сделать шаг в этом направлении.

Прогностический индекс экстремальности

В 2002 г. на сайте Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) появился новый вид продукции — карты прогностического индекса экстремальности (Lalaurette, 2002, 2003) *EFI* (Extreme Forecast Index), рассчитываемого на основе информации ансамблевых среднесрочных прогнозов. Индекс *EFI* является непрерывной мерой различия между конкретным модельным прогностическим (эмпирическим) и соответствующим модельным климатическим вероятностными распределениями той или иной метеорологической величины.

Проблема измерения расстояния между вероятностными распределениями является классической. На оценках этого расстояния построен ряд статистических тестов. Известным примером является тест Колмогорова, проверяющий гипотезу о том, что некое заданное вероятностное распределение является производным от другого заданного распределения. Тест Колмогорова дает ответ на этот вопрос на основе статистики расстояния:

$$K = \max_{-\infty < x < +\infty} | F(x) - F_e(x)|,$$

где $F(x)$ — эталонная интегральная функция распределения; $F_e(x)$ — эмпирическая интегральная функция распределения.

Для оценки экстремальности требуется практически противоположное — нужен индекс, позволяющий оценить, насколько сильно прогностическое (эмпирическое) вероятностное распределение отличается от модельного климатического распределения, и дать не бинарный ответ “да”или “нет”, а непрерывную количественную характеристику этого различия. Примером такого рода меры является оценка *CRPS* (Continuous Ranked Probability Score), характеризующая степень близости прогностического вероятностного распределения к эталонному (наблюдаемому) значению x_0 метеорологической величины:

$$CRPS = \int_{-\infty}^{\infty} (F_e(x) - F_0(x))^2 \, dx.$$

Здесь $F_0(x)$ — функция Хевисайда, представляющая наблюдаемое (одноступенчатое) распределение. Если прогностическое распределение также представляет собой одноступенчатое распределение (выборка, представляющая единственное значение x_e), то можно показать, что характеристика *CRPS* оказывается эквивалентной средней абсолютной ошибке. Хотя несложно расширить применение *CRPS* на случаи, когда одно из распределений не является одноступенчатым, эта мера наследует масштаб величины конкретного прогностического параметра.

В разных регионах для одной и той же метеорологической величины значения *CRPS* могут существенно различаться, что осложняет их сравнение и выбор критических уровней различий. Для каждой метеорологической величины будет характерен свой диапазон значений оценки *CRPS*. По этой причине желательно строить формулировку индексов экстремальности не на основе значений физических параметров, а для различий распределений в терминах вероятностей.

Еще один недостаток *CRPS* для интересующих нас приложений — положительная определенность. На практике же важно знать, является ли прогнозируемое отклонение от климатического распределения отклонением в сторону, опасную по возможным последствиям. Знать, что ветер необычно слаб, не столь важно как знать об опасном усилении ветра. С этой точки зрения желательно, чтобы индекс экстремальности мог принимать значения разного знака, чего не дают ни критерий Колмогорова, ни *CRPS*, ни ряд других родственных критериев.

Индекс *EFI* свободен от отмеченных выше недостатков. Он определяется следующим образом. Имея модельный климатический ряд данных для некой метеорологической величины в произвольной точке земного шара, можно каждой доле p ранжированной последовательности этих данных поставить в соответствие значение метеорологической величины $q_c(p)$. Пороговое значение $q_c(p)$ называют квантилью или процентилем климатического распределения. Значения $q_c(0)$ и $q_c(1)$ являются соответственно зафиксированными минимумом и максимумом в модельной климатической серии данных, а $q_c(0{,}5)$ — медианой. Если $F_f(p)$ — прогностическая вероятность того, что будущее значение метеорологической величины окажется меньше $q_c(p)$ (рис. 1), то прогностический индекс экстремальности можно определить в виде

$$EFI_{2m+1} = 2(m+1)\int_0^1 (p - F_f(p))^{2m+1} dp \quad (m = 1, 2, ...).$$

Из данного определения можно вывести ряд простых свойств индекса *EFI*:

1) индекс *EFI* принимает значения от -1 (все члены прогностического ансамбля прогнозируют значения ниже климатического минимума: $F_f(p) = 1$ для всех процентилей) до 1 (все члены прогностического ансамбля прогнозируют значения выше климатического максимума: $F_f(p) = 0$ для всех процентилей);

2) если все члены прогностического ансамбля прогнозируют то же значение, что и процентиль $q_c(p_0)$ климатического распределения, то

$$EFI_{2m+1} = p_0^{2m+2} - (p_0 - 1)^{2m+2}$$

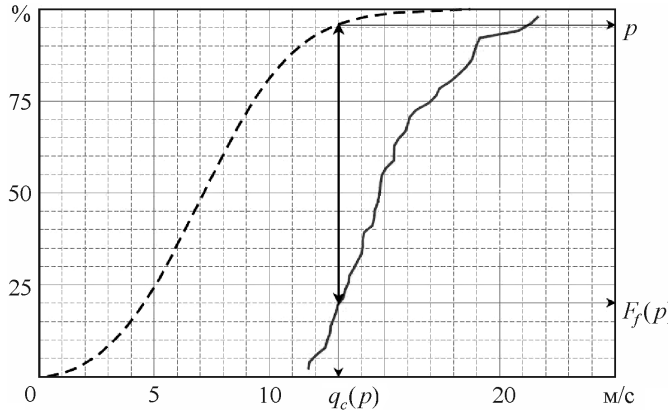


Рис. 1. Прогностическое (сплошная линия) и модельное климатическое (штриховая линия) вероятностные распределения для приземной скорости ветра в районе Бреста, Франция, 30 октября 2000 г. (в период знаменитого "Halloween storm") по (Lalaurette, 2002).

и $EFI_{2m+1} = 0$ при $p_0 = 1/2$ (когда все члены ансамбля прогнозируют медиану климатического распределения).

Хотя *EFI* оказывается положительным для четных индексов, он может быть трансформирован в индекс, меняющий знак в зависимости от взаимного расположения климатического и прогностического вероятностных распределений:

$$EFI_{2m} = (2m+1)\frac{EFI_1}{|EFI_1|}\int_0^1 (p - F_f(p))^{2m} dp.$$

Так как $EFI_1 = 2\int_0^1 (p - F_f(p))dp = 2\left.\frac{p^2}{2}\right|_0^1 - 2\int_0^1 F_f(p)dp = 1 - 2\int_0^1 F_f(p)dp,$

то $EFI_n = -(n+1)\int_0^1 (p - F_f(p))^n dp$ для четных n при $0{,}5 < \int_0^1 F_f(p)dp;$

$EFI_n = (n+1)\int_0^1 (p - F_f(p))^n dp$ для всех остальных случаев.

Таким образом индекс *EFI* представляет накопленную аккумулированную разность между модельным климатическим и конкретным прогностическим вероятностными распределениями. Использование двух этих модельных распределений позволяет оценить степень необычности конкретной прогнозируемой ситуации в контексте модельного климата и учесть систематические ошибки прогностической модели.

В настоящее время прогностические карты *EFI* на срок до 5 суток выпускаются Европейским центром среднесрочных прогнозов на

регулярной основе. Индекс *EFI* также был адаптирован международным концерном по мезомасштабному моделированию атмосферных процессов COSMO для задач регионального краткосрочного прогноза экстремальных метеорологических явлений. Информация о *EFI* пользуется спросом потому, что не требует привязки к каким-то пороговым значениям и пригодна для анализа разных метеорологических величин (ветер, осадки, температура) круглый год в глобальных масштабах. Тем не менее при всех привлекательных особенностях индекса *EFI* в процессе практики был выявлен ряд его недостатков. В (Zsoter, 2006) отмечено, что в приведенной выше оригинальной формулировке индекс *EFI* недостаточно чувствителен к изменениям в хвостах распределений, и была предложена модификация формулировки индекса с утяжелением хвостов вероятностных распределений по аналогии со статистическим тестом Андерсона — Дарлинга:

$$EFI_{\mathrm{AD}} = \frac{2}{\pi}\int_0^1 \frac{p - F_f(p)}{\sqrt{p(1-p)}}\,dp.$$

Индекс экстремальности для долгосрочных прогнозов

Оригинальная формулировка *EFI* ориентирована на задачи оценки возможности возникновения экстремальных явлений в конкретный момент времени в конкретной точке. За пределами интервала детерминированной предсказуемости индекс *EFI* в его оригинальной постановке (Lalaurette, 2002, 2003) использоваться не может.

Представляется интересным распространить положенные в основу расчета *EFI* идеи на задачи долгосрочного прогноза, например, сезонного. Объектами анализа при этом будут не мгновенные значения той или иной прогностической переменной, а полученные в процессе интегрирования модели по времени ряды данных внутри периода прогноза и (или) рассчитанные на их основе статистики. В обобщенном виде можно представить формулировку индекса *EFI* в виде

$$EFI = \int_0^1 D(p, F_f(p))dp,$$

где $D(...)$ — выбранная характеристика различия между модельным климатическим p и текущим прогностическим $F_f(p)$ интегральными вероятностными распределениями. Существенно, что характеристика D может принимать как положительные, так и отрицательные значения: $D(a, b) = -D(b, a)$.

Какое содержание может вкладываться в распределения p и $F_f(p)$ для сезонного прогноза? Как один из простейших вариантов это могут быть климатическое и соответствующее прогностическое

вероятностные распределения ежесуточных значений метеорологической величины внутри сезона. В процедуру построения прогностического распределения при этом вводится учет всей совокупности ежесуточных значений метеорологической величины в течение периода прогноза для всех членов прогностического ансамбля. Для построения модельного климатического распределения помимо этого добавляется обобщение по всему периоду ретроспективных прогнозов. Таким образом, по сравнению с традиционной формулировкой *EFI* для кратко- и среднесрочных прогнозов в процедуру расчета индекса для долгосрочных прогнозов включается учет дополнительного временного измерения. В различиях полученного прогностического и соответствующего климатического вероятностных распределений ежесуточных значений метеорологической величины внутри сезона могут отражаться отдельные виды внутрисезонных экстремумов. Производный от этих распределений индекс *EFI* должен, однако, быть малоинформативным из-за временной неоднородности в сезонных выборках ежесуточных значений. Так, например, в Москве характерные метеорологические условия в начале и конце весеннего (осеннего) сезона различаются весьма значительно. Простое смешивание их в одной сезонной выборке может маскировать некоторые виды экстремумов, присутствующие в рядах ежесуточных значений.

Для исключения влияния на значения *EFI* годового хода для исходных рядов ежесуточных прогностических значений на сезонном временном интервале может быть проведена предварительная стандартизация — преобразование в ряды нормированных ежесуточных отклонений (аномалий) от ежесуточного модельного климата. Долгосрочные метеорологические прогнозы традиционно формулируются в терминах аномалий, поэтому трансформация исходных значений метеорологических величин в аномалии представляется в данном случае достаточно естественной.

Помимо интегральных функций распределения тех или иных физических переменных в качестве p и $F_f(p)$ могут выступать вероятностные распределения разных производных от исходных модельных рядов выборочных статистик (индексов), представляющих, например, интенсивность волн холода (тепла), активность процессов блокирования или тропического циклогенеза, засушливость и т. д. Другими словами, в парадигму *EFI* может быть включен широкий спектр статистик, фокусирующихся на конкретных типах экстремальных с климатической точки зрения или с точки зрения конечного пользователя явлений. Так как по каждой модельной реализации рассчитывается только одно значение производного индекса (например, дата начала муссона), то построение вероятностных распределений этих индексов предполагает наличие

достаточно представительных прогностических ансамблей. Объем выборочной статистики также может быть увеличен с помощью разных техник “размножения выборок” (например, бутстрепа), применяемых к прогностическим реализациям.

Использование для расчета *EFI* модельных рядов с суточным осреднением и на достаточно грубой сетке фильтрует высокочастотные мезомасштабные изменения и тем самым накладывает определенные ограничения на виды рассматриваемых экстремумов. Теоретически использование рядов с большей детализацией по времени и пространству могло бы представлять интерес, например, при оценке различий климатического и прогностического вероятностных распределений для тех или иных индексов, характеризующих активность разных мезомасштабных процессов.

Представляет интерес возможность расширения области применения *EFI* не только на задачи долгосрочного прогноза, но и на задачи оценки климатических изменений. В этом случае значение индекса может характеризовать, например, различие двух климатических вероятностных распределений в разных временных окнах.

Стоит отметить, что для кратко- или среднесрочных прогнозов формирование представительного архива прогностических реализаций по неизменной версии модели обычно требует продолжительного времени и является достаточно сложной проблемой, так как специальный массированный расчет ретроспективных прогнозов для оценки модельного климата и в этих случаях обычно не практикуется. Это в определенной степени сужает сферу использования *EFI* для этих прогностических диапазонов. Для сезонных же динамических прогнозов наличие многолетних архивов ретроспективных прогностических реализаций является практически обязательным, что дает необходимый статистический материал для оценки модельной климатологии и прогноза *EFI*.

Данные

В качестве информационной базы для предварительной оценки успешности сезонных прогнозов отдельных видов экстремальных явлений были использованы:

— ряды ежесуточных данных ретроспективных 4-месячных ансамблевых прогнозов модели ПЛАВ (Киктев и др., 2006; Толстых и др., 2010) по начальным данным реанализа-2 NCEP/NCAR за период 1979—2004 гг. Модель ПЛАВ, развиваемая Институтом вычислительной математики РАН и Гидрометцентром России, участвует в ряде международных проектов по долгосрочным метеорологическим прогнозам и в целом соответствует современному

мировому уровню по показателям успешности такого рода прогнозов;

— ансамбли ретроспективных сезонных прогнозов NCEP/CPC NOAA (США) за период с 1981 по 2008 г. с суточным разрешением (для каждого месяца на сервере ftp://cfs.ncep.noaa.gov/pub/daily доступны данные для трех ансамблей из пяти долгосрочных прогностических реализаций);

— ежесуточные данные реанализа-2 NCEP/NCAR за 1979—2008 гг.

Анализ проводился на примере полей приземной температуры.

Результаты

При общем скромном уровне успешности сезонных прогнозов в некоторых случаях прогнозы экстремальных явлений оказываются весьма успешными. В (Vitart, Molteni, 2009) при сравнении успешности нынешней технологии сезонных прогнозов ЕЦСПП System3 и новой экспериментальной технологии прогнозирования на срок до полутора месяцев ЕЦСПП рассматривается информативность долгосрочных прогнозов для случаев разных экстремальных явлений. В качестве одного из примеров был взят случай интенсивной волны тепла в Западной Европе (прежде всего во Франции) летом 2003 г., воздействие которой привело к гибели около 35000 человек. Стоит отметить, что высокая температура здесь прежде не стояла в числе основных угроз. В августе 2003 г. наблюдавшиеся аномалии приземной температуры на юго-западе Европы были максимальными и рекордными за предшествующие десятки лет. В отличие от System3 экспериментальная технология прогнозирования ЕЦСПП на срок до полутора месяцев с заблаговременностью 15 суток воспроизвела август 2003 г. как рекордно теплый за период ретроспективных прогнозов (1989—2007 гг.). В (Vitart, Molteni, 2009) использовано осреднение среднемесячных аномалий для региона 40—50° с. ш., 0—20° в. д. Аналогичные оценки для этого же региона и периода были получены нами для прогнозов модели ПЛАВ. Интересно отметить, что август 2003 г. прогнозировался моделью ПЛАВ как самый теплый август за предшествующий 25-летний период уже в прогнозе на июль, август, сентябрь и октябрь, т. е. с месячной заблаговременностью (рис. 2). Прогноз индекса EFI_1 на летний сезон 2003 г. с заблаговременностью один месяц выглядел при этом над Западной Европой вполне умеренным (рис. 3) — основная область высокой температуры прогнозировались не над Францией, а над северо-западом акватории Средиземного моря.

Для верификации результатов сезонных прогнозов *EFI* были сопоставлены индексы экстремальности, рассчитанные по модель-

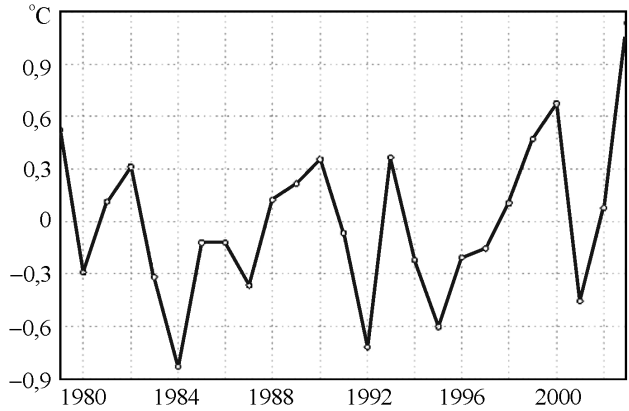


Рис. 2. Прогностические среднемесячные аномалии приземной температуры в августе для региона 40—50° с. ш., 0—20° в. д. по данным ретроспективных прогнозов модели ПЛАВ на июль, август, сентябрь, октябрь 1979—2003 гг.

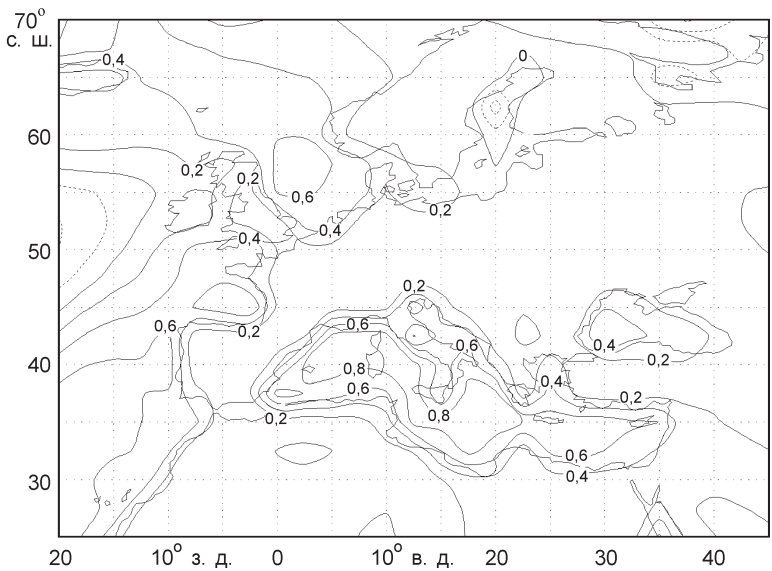


Рис. 3. Прогностическое поле модифицированного индекса EFI_1 на лето 2003 г. по данным модели общей циркуляции атмосферы ПЛАВ. Заблаговременность сезонного прогноза — месяц.

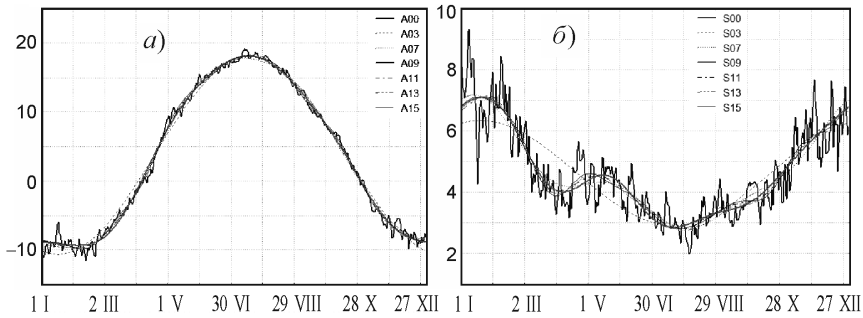


Рис. 4. Исходные и сглаженные с помощью рядов Фурье ежесуточные средние многолетние значения (*а*) и стандартные отклонения (*б*) приземной температуры для ближайшего к г. Москва узла сетки по данным реанализа-2 NCEP/NCAR за 1979—2008 гг. Цифровые индексы в обозначениях кривых означают число использованных для разложения коэффициентов Фурье. Индексом "00" обозначена исходная кривая. Любезно предоставлено А. В. Муравьевым (Гидрометцентр России).

ным и фактическим данным. В качестве эталонных использовались значения *EFI*, рассчитанные по данным реанализа-2 NCEP/NCAR.

Стандартизация ежесуточных значений той или иной метеорологической величины для расчета индекса *EFI* предполагает наличие соответствующих климатологических данных — ежесуточных средних и стандартных отклонений. Из-за выборочных эффектов эти климатические поля оказываются сильно зашумленными. Для уменьшения выборочных эффектов при расчете ежесуточной климатологии были проведены предварительные эксперименты с разными алгоритмами временной фильтации. В качестве примера на рис. 4 приведены графики годового хода исходных ежесуточных средних многолетних значений (рис. 4*а*) и стандартных отклонений (рис. 4*б*) приземной температуры для ближайшего к г. Москва узла сетки по данным реанализа-2 NCEP/NCAR за 1979—2008 гг. и их аппроксимация с помощью четырех гармоник (9 коэффициентов разложения) Фурье. В данном случае стоит отметить существенные отклонения от "правильного" годового хода с одним годовым минимумом и максимумом — дополнительный майский "горб" в ежесуточных климатических рядах стандартного отклонения появляется уже при трех гармониках! Выбор оптимальной степени сглаживания в данном случае не является тривиальным. В этом отношении более простым практическим решением может быть расчет ежесуточных норм путем интерполяции ежемесячных климатических данных.

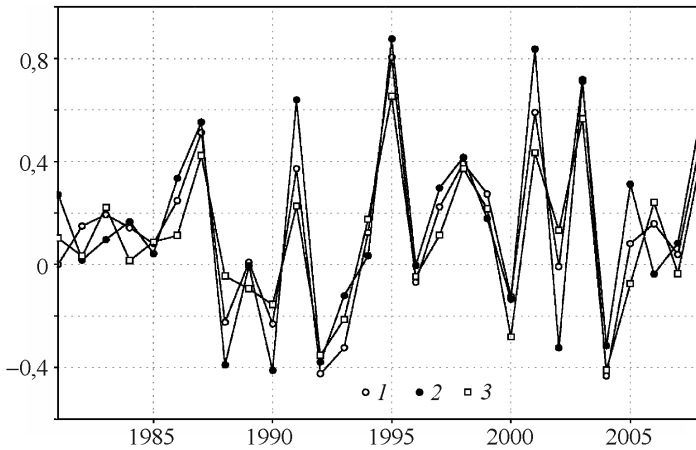


Рис. 5. Коэффициенты пространственной корреляции прогностических и фактических полей для внетропических широт Северного полушария (30—77,5° с. ш.) по данным ретроспективных прогнозов приземной температуры NCEP/CPC за июнь, июль, август с нулевой заблаговременностью за период 1981—2008 гг. *1* — EFI_1, *2* — EFI_{AD}, *3* — корреляция фактических и прогностических полей средних сезонных аномалий температуры, рассчитанных по стандартизованным ежесуточным данным.

Что показали предварительные результаты верификации прогнозов *EFI*? Априори трудно было ожидать, что при общем низком уровне успешности сезонных прогнозов (даже для среднесезонных аномалий) успешность прогнозов экстремальных характеристик внутрисезонной изменчивости будет более высокой. В этом отношении полученные оценки “оправдали ожидания” — общий уровень успешности прогнозов индекса экстремальности оказался низким и значимо не отличающимся от нулевого. На рис. 5 показан пример временного хода коэффициентов пространственной корреляции прогностических и соответствующих фактических полей индекса экстремальности для полей приземной температуры в умеренных широтах Северного полушария для модели NCEP/CPC за 1979—2008 гг. В данном случае показаны результаты для сезонных прогнозов на июнь, июль и август с нулевой заблаговременностью. В расчете корреляции учитывались только регионы, где значения индекса экстремальности по величине превышали 0,15. Для сравнения на графике также показан временной ход корреляции фактических и соответствующих прогностических полей средних сезонных аномалий температуры, рассчитанных по стандартизованным ежесуточным данным.

Можно видеть, что полученные значения корреляции для коэффициентов экстремальности оказались тесно связанными со значениями корреляции фактических и прогностических полей средних сезонных аномалий температуры. В значительной степени это связано с использованной в данном случае процедурой верификации, не учитывающей специфики индекса экстремальности и оценивающей связь прогностических и фактических значений в широком диапазоне значений *EFI*, а не только в регионах с высокими значениями индекса. Полезной в этой связи в дальнейшем может быть разработка специальной процедуры верификации прогностических полей индекса экстремальности, фокусирующейся на регионах с большими по величине значениями индекса.

Выводы

1. Предложено обобщение используемого с 2002 г. для задач кратко- и среднесрочного прогноза прогностического индекса экстремальности *EFI* на задачи долгосрочного метеорологического прогноза.

2. На примере полей приземной температуры по данным ретроспективных прогнозов получены первые предварительные оценки информативности сезонных прогнозов экстремальных метеорологических условий на основе обобщенного индекса экстремальности.

3. Общий уровень успешности сезонных прогнозов для рассмотренных вариантов индекса экстремальности является низким. Априорно можно было этого ожидать, так как даже для среднесезонных аномалий во внетропических широтах успешность глобальных сезонных прогнозов у всех мировых производителей сегодня является невысокой и недостаточной для многих практических приложений.

4. Для рассмотренных вариантов формулировок индекса экстремальности результаты верификации прогнозов оказываются существенным образом подверженными изменениям в средних сезонных значениях метеорологических полей и недостаточно чувствительными к изменениям в хвостах распределений (даже для формулировки индекса с утяжелением “хвостов” распределений метеорологических величин).

5. Можно предположить, что на сезонных временных масштабах производные прогностические индексы экстремальности для разных метеорологических величин могут существенно различаться по степени предсказуемости. Для идентификации экстремальных гидрометеорологических величин (явлений), предсказуемых на временных масштабах от месяца до сезона, необходимы дальнейшие исследования.

Благодарность

Настоящая работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 09-05-00630).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Киктев Д. Б., Тросников И. В., Толстых М. А., Зарипов Р. Б. 2006. Оценки успешности прогнозов сезонных аномалий метеорологических полей для модели SL-AV в эксперименте SMIP-2. Метеорология и гидрология. № 6. С. 16—26.

Толстых М. А., Киктев Д. Б., Зарипов Р. Б., Зайченко М. Ю., Шашкин В. В. 2010. Воспроизведение атмосферной циркуляции на сезонных масштабах новой версией полулагранжевой модели атмосферы. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46. № 2. С. 149—160.

Lalaurette F. 2002. Early Detection of Abnormal Weather Using a Probabilistic Extreme Forecast Index. ECMWF Technical Memorandum. No. 373. 27 P.

Lalaurette F. 2003. Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. Vol. 129. PP. 3037—3057.

Vitart F. and Molteni F. 2009. An experiment with 46-day Ensemble Prediction System. ECMWF Newsletter. No. 121. PP. 25—29. http://ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/121.pdf.

Zsoter E. 2006. Recent developments in extreme weather forecasting. ECMWF Newsletter. No. 107. PP. 8—17. http://ecmwf.int/publications/newsletters/pdf/107.pdf.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ В РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

А. В. Кислов[1)], *О. В. Барабанова*[2)]

Россия, 119991 Москва, ГСП-1, Ленинские горы, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии. [1)]avkislov@mail.ru, [2)]olya-in-castle@yandex.ru

Реферат. Рассмотрены особенности пространственной и временной изменчивости аномалий влажности почвы, характерные для четырех климатических поясов: умеренного, тропического, субэкваториального и экваториального. Построены и проанализированы пространственные корреляционные функции отклонений влажности почвы для каждой климатической области. Обнаружена зависимость радиуса корреляции от отношения осадков к испаряемости. Проведен анализ естественных ортогональных функций аномалий влажности почвы. Проанализирована роль циркуляционных механизмов в формировании изменчивости влагозапаса почвы в разных регионах земного шара.

Ключевые слова. Влажность почвы, осадки, испаряемость, стохастическая модель, циркуляционные индексы.

VARIABILITY OF SOIL MOISTURE IN VARIOUS CLIMATIC ZONES: ANALYSIS BASED ON MODELING DATA

A. V. Kislov[1)] *and O. V. Barabanova*[2)]

Lomonosov Moscow State University, Department of Meteorology and Climatology, GSP-1, Leninskie Gory, 119991 Moscow, Russia. [1)]avkislov@mail.ru, [2)]olya-in-castle@yandex.ru

Abstract. Peculiarities of spatial and temporal variability of soil moisture anomalies were considered for four climatic belts: temperate, tropical, subequatorial, and equatorial. Spatial correlation functions for deviations of soil moisture were constructed and analyzed for each belt. Found is the dependence of the correlation radius on precipitation-to-evaporability ratio. Performed was the analysis of empirical orthogonal function of soil moisture anomalies. The role of circulation processes in the variability of soil water content formation was analyzed for various regions of the globe.

Key words. Soil moisture, precipitation, evaporability, stochastic model, circulation indices.

Введение

В дискуссиях о возможных изменениях климата и его последствиях важное место занимает вопрос об изменениях влажности почвы. Влагозапас почвы — не только важнейший агроклиматический показатель, это один из компонентов водного баланса, однако его взаимодействие с другими компонентами изучено пока что недостаточно (Arora, Boer, 2006). Изменчивость влажности почвы (ВП) — это и индикатор, и фактор аномальных гидротермических событий — засух и переувлажнения, причем ВП определяет один из механизмов "памяти" климатической системы на масштабах короткопериодной климатической изменчивости (Delworth, Manabe, 1988; Демченко, Кислов, 2010). Поэтому правильное моделирование динамики ВП в математических моделях общей циркуляции атмосферы во многом определяет качество воспроизводимого ими климатического режима и долгосрочного прогноза погоды (Dirmeyer, 2000; Fennessey, Shukla, 1999).

Надо отметить, что пространственно-временная динамика ВП изучена совершенно недостаточно. Это связано с отсутствием глобальных наблюдений (Винников, Есеркепова, 1990). Поэтому изучение свойств глобального поля ВП возможно лишь по данным, получаемым в процессе математического воспроизведения климата (Seneviratne et al., 2006; Wang et al., 2010). При этом вопрос о достоверности модельных данных остается открытым. Прямые сопоставления не могут дать глобальной картины, поскольку сетевые наблюдения покрывают небольшие территории и ориентированы на получение гидрологической или агрометеорологической информации (Amenu, Kumar, 2005; Тарасова, 2008), а спутниковые данные (например, основанные на принципе пассивной локации в радиояркостном диапазоне (Taylor, 2008)) не обеспечивают достаточно надежного качества данных (в частности, из-за проблемы учета растительного покрова). Возможность использования модельных данных о динамике ВП базируется на представлении о том, что если климатические модели реалистично описывают осадки и испарение — важнейшие компоненты водного баланса, — то можно надеяться, что и поле ВП в главных чертах (отвечающих пространственной дискретности климатической модели) воспроизводится верно. Таким образом, оставляя в стороне рассмотрение локальных особенностей ВП (связанных не только с присущим данному типу климата гидротермическим режимом, но и с ландшафтными особенностями, микро- и мезорельефом и др.), обратимся к особенностям регионального масштаба. При этом в динамике ВП главную роль играют процессы локального вертикаль-

ного водообмена: разность количества осадков и испарения на поверхности и обмен влагой между почвенными слоями, осуществляемый движением воды в порах почвы и в корнях растений (Мичурин, 1975).

Закономерности, определяющие изменения влажности почвы, удобно рассмотреть на основе уравнения водного баланса в слое почвы. Следующее соотношение описывает баланс влаги (W, мм) в вертикальном столбе почвы единичного сечения заданной глубины:

$$dW/dt = -E_S + P + F - fH(W - W_{cr}). \quad (1)$$

Здесь t — время; E_S — интенсивность испарения (физическое испарение плюс транспирация, мм); P — количество осадков (мм); F — обмен влагой выделенного слоя с нижележащими горизонтами (мм). Последнее слагаемое описывает сток, возникающий в том случае, если влажность почвы превосходит критическое значение W_{cr}. W_{cr} отвечает условию, при котором все поры в почве заняты водой. f — часть влаги, которая в условиях насыщения почвы превращается в сток (мм/мес.); $H(x)$ — функция Хевисайда, которая равна

$$H(x) = \begin{cases} 0, & x < 0, \\ 1, & x \geq 0. \end{cases} \quad (2)$$

В нашем исследовании глубина изучаемого слоя почвы составляла 10 см при пространственной дискретности порядка сотен километров. Такой пространственный масштаб позволяет отказаться от рассмотрения в уравнении слагаемого, ответственного за описание поверхностного стока. Слагаемое F в формуле (1), отражающее эффекты быстрого просачивания влаги в нижележащие горизонты при превышении некоторого критического значения влагосодержания, становится эффективно только в условиях влажного климата.

С учетом сделанных предположений уравнение (1) можно переписать следующим образом:

$$dW/dt = -\lambda W + P, \quad (3)$$

где в условиях сухого климата $\lambda = E_0/W_{cr}$, E_0 — испаряемость, W_{cr} — критическое значение (полевая влагоемкость почвы), выше которого испарение равно испаряемости (Зубенок, 1976). Отметим, что главную роль в изменении по пространству показателя $\lambda^{-1} = W_{cr}/E_0$ играет испаряемость, поскольку воднофизические константы почвы при рассмотрении “средней” почвы в пределах выбранного горизонтального масштаба оказываются близкими в разных регионах. При этом λ^{-1} определяет характерное время изменений влажности

почвы. В случае влажного климата, когда влажность почвы близка к критическому влагосодержанию, отрицательная обратная связь влагозапас — испарение становится менее эффективной, поскольку реализуется сброс избыточной влаги в нижележащие горизонты и в сток (Кислов, 1991а). В более сухом климате значение характерного времени оказывается большим, чем в более влажном (Delworth, Manabe, 1988; Wu, Dickinson, 2004).

В ряде работ (Delworth, Manabe, 1988; Демченко, Кислов, 2010) показано, что спектр временных рядов осадков может на масштабах времени, превышающих несколько суток, рассматриваться как дельта-коррелированный случайный процесс (белый шум), а уравнение (3) в этом случае описывает изменчивость влажности почвы как случайный марковский процесс первого порядка. В этом случае временные изменения влажности почвы характеризуются экспоненциальной автокорреляционной функцией

$$r(\tau) = \exp(-\lambda\tau), \tag{4}$$

где τ — временной сдвиг (мес.). В верхних почвенных горизонтах типичное значение $\lambda^{-1} \leq 1$ мес., причем с глубиной этот показатель увеличивается, достигая нескольких месяцев на глубине порядка 1 м (Wu, Dickinson, 2004).

Если обозначить спектр флуктуаций осадков (фактически не зависящий от частоты спектр белого шума) как S_η, то выражение для спектра вариаций ВП имеет вид:

$$S_W(\omega) = \frac{S_\eta}{\omega^2 + \lambda^2}. \tag{5}$$

Здесь ω — частота (мес.$^{-1}$). На сравнительно высоких частотах $\omega^2 \gg \lambda^2$ спектральная плотность $S_W(\omega)$ увеличивается пропорционально ω^{-2}. Случайный процесс, характеризуемый таким спектром, называется красным шумом. С уменьшением частоты скорость изменения постепенно уменьшается, и при $\omega^2 \ll \lambda^2$ спектр функции отклика имеет характер белого шума.

В работе (Кислов, 1991б) проведено исследование учета случайности начального состояния влажности почвы в стохастической модели. Показано, что на Восточно-Европейской равнине, в Западной Сибири, Средней Азии влажность метрового слоя почвы примерно за два месяца “забывает” начальное состояние и после этого дисперсия вариаций влажности почвы определяется текущими флуктуациями осадков на фоне стабилизирующего влияния испарения и водообмена через нижнюю границу деятельного слоя. Однако, например, в Якутии в условиях короткого лета около 50% изменчивости ВП определяется аномалиями исходного состояния.

Целью настоящей работы является изучение внутригодовой и межгодовой изменчивости ВП в разных климатических зонах на основе модельных данных. При этом характеристики изменчивости по возможности увязываются с особенностями климатического режима. В этом направлении некоторые результаты представлены в работе (Sheffield, Wood, 2008), в которой исследованы глобальный тренд и изменчивость ВП в отдельных регионах. Показано, что в глобальном масштабе за последние десятилетия наблюдается лишь очень слабая тенденция к повышению влажности почвы в Западном полушарии (особенно отчетливая в Северной Америке), связанная с увеличением количества осадков. Другая заметная многолетняя аномалия — это уменьшение влажности почвы в Сахеле (Западная Африка). В работе (Chen, Kumar, 2002) делается попытка связать временные изменения ВП с разными индексами циркуляции.

Методы и материалы

Из-за отсутствия качественного и однородного ряда наблюдений за почвенной влагой в разных регионах земного шара (Винников, Есеркепова, 1989) для проведения исследования изменчивости ВП в разных климатических зонах использованы данные модели NCAR_CCSM3 (National Centre for Atmospheric Research _Community Climate System Model3) из архива CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project). Она была выбрана потому, что воспроизведение ею режима влажности почвы по сравнению с остальными моделями CMIP3 наиболее близко к действительности (Тарасова, 2008).

В современных моделях общей циркуляции атмосферы тепло- и влагоперенос в системе растительность — почва осуществляется с помощью блоков параметризации, основанных на одномерных процедурах решения уравнений тепло- и влагопроводности, с учетом таяния и замерзания, стока, поступления влаги к верхней границе почвы, испарения и транспирации.

Использованные в данном исследовании модельные данные влажности почвы представляют собой результаты расчетов количества влаги в верхнем десятисантиметровом слое почвы, причем имеется в виду вся подвижная почвенная влага, т. е. сумма продуктивной влаги и влаги устойчивого завядания. Шаг модели по широте и долготе составляет 1,4°, временное разрешение — месяц. Для анализа был взят ряд с 1960 по 1989 г., который, по предложению ВМО, отражает современный климат.

Изменчивость режима влажности почвы была подробно изучена для четырех климатических зон: экваториальной, субэкваториальной, тропической и умеренной (в соответствии с классифи-

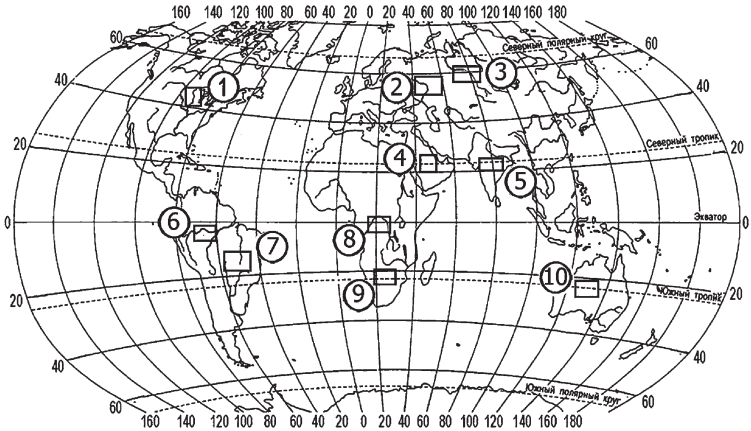


Рис. 1. Регионы, выбранные для анализа изменчивости влажности почвы. 1 — Центральные равнины, 2 — Восточно-Европейская равнина, 3 — Западно-Сибирская равнина, 4 — Аравийская пустыня, 5 — плоскогорье Декан, 6 — бассейн р. Амазонка, 7 — Бразильское плоскогорье, 8 — бассейн р. Конго, 9 — пустыня Калахари, 10 — Большая пустыня Виктория.

кацией Б. П. Алисова). Конкретные территории для анализа выбирались исходя из условий однородной поверхности, т. е. были взяты обширные равнины и плоскогорья. Это связано с тем, что данные моделей в целом гораздо надежнее на больших равнинах (по сравнению с горными районами, прибрежными зонами, архипелагами островов и т. д.). С точки зрения рассматриваемого содержания почвенной влаги можно считать, что выбор однородной равнинной территории исключает влияние погрешностей, связанных с неадекватным воспроизведением рельефа в моделях грубого пространственного разрешения.

В итоге было выбрано десять регионов (рис. 1, табл. 1), каждый из которых принадлежит к той или иной климатической зоне, характеризующейся определенными значениями количества осадков и испаряемости. Для анализа использованы отклонения от среднегодовых значений. Для этого рассчитывались средние (для всего анализируемого периода 1960—1989 гг.) значения влажности почвы для каждого месяца, которые вычитались из исходного ряда. Отметим, что полностью годовой ход таким способом удален не был.

Структура корреляции аномалий влажности почвы в разных климатических зонах

Для изучения пространственной связности аномалий влажности почвы был выполнен анализ пространственных корреляционных

Таблица 1

Радиус пространственной корреляции колебаний влажности почвы

Регион	Климат (по Алисову)	Радиус корреляции $\langle r \rangle$, км	*P*	*E*
			мм	
Большая пустыня Виктория	Пустынный тропический	850	200	2000
Пустыня Калахари	Пустынный тропический	700	250	1700
Аравийская пустыня	Пустынный тропический	650	100	2500
Центральные равнины (Северная Америка)	Умеренный: континентальный	500	400	800
Восточно-Европейская равнина	Умеренный: умеренно-континентальный	450	600	500
Западно-Сибирская равнина	Умеренный: континентальный	400	500	400
Плоскогорье Декан (Индия)	Субэкваториальный	400	1200	1500
Бразильское плоскогорье	Субэкваториальный	370	1400	1300
Бассейн р. Конго	Экваториальный	340	2000	1250
Бассейн р. Амазонка	Экваториальный	280	2500	1500

Примечание. Среднегодовые значения количества осадков *P* и испарения *E* приведены по данным Физико-географического атласа мира, 1964.

функций (рис. 2). Для этого для каждого из рассмотренных регионов построено поле изокоррелят. Оно строилось несколько раз от разных исходных точек внутри выбранной территории, что позволило установить, что рассматриваемые поля являются однородными: зависимость распределения изокоррелят от расстояния оказалась одинаковой вне зависимости от выбора начала координат.

Пространственная структура поля изокоррелят обладает следующими закономерностями. Сначала при удалении от начала координат уменьшение коэффициента корреляции одинаково во всех направлениях. Затем окружности заменяются эллипсами, демонстрируя, что существуют преобладающие направления, где корреляция прослеживается на больших (или меньших) расстояниях. Таким образом, изотропная структура поля сменяется на анизотропную. Кроме того, размер территории, на которой корреляция остается значимой, меняется от одного региона к другому.

Объяснения анизотропности и различий радиусов корреляции следует искать в особенностях формирования изменчивости ВП в условиях однородности территорий. Как было показано в предыдущем разделе, в сухих областях тропической пустыни и полупустыни изменчивость ВП должна определяться величиной испаряемости. Хорошо известно, что последняя величина есть практичес-

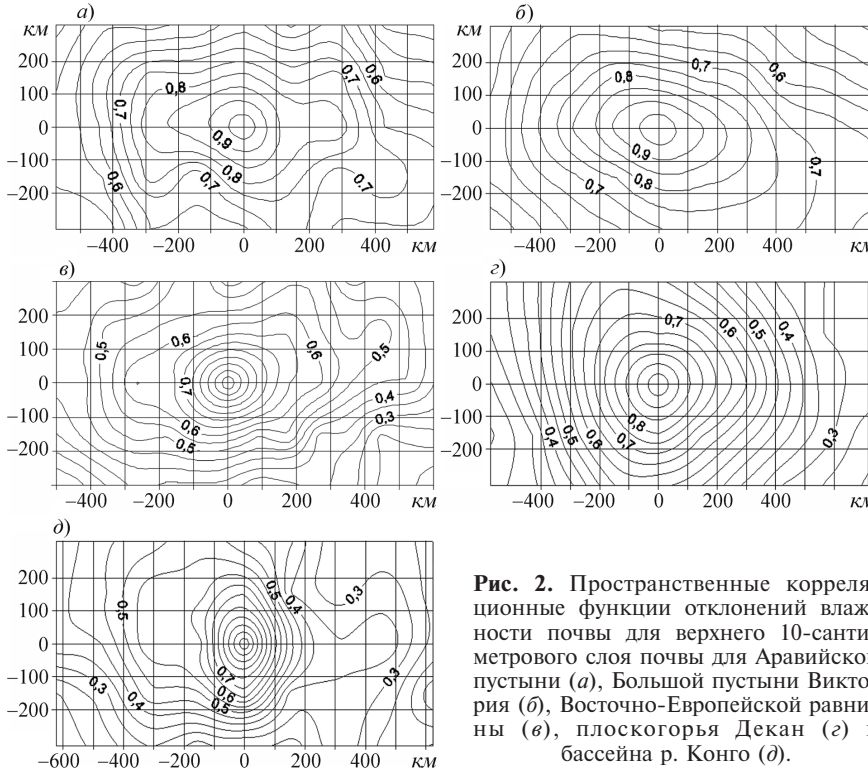


Рис. 2. Пространственные корреляционные функции отклонений влажности почвы для верхнего 10-сантиметрового слоя почвы для Аравийской пустыни (*а*), Большой пустыни Виктория (*б*), Восточно-Европейской равнины (*в*), плоскогорья Декан (*г*) и бассейна р. Конго (*д*).

ки однозначная функция температуры. Поэтому имеет смысл связывать структурные особенности поля ВП с особенностями поля температуры.

В регионе, расположенном в Аравийской пустыне, наблюдается заметный перепад температуры в меридиональном направлении (в среднем за год ~5°С). При этом в широтном направлении изменения температуры на порядок меньше. Таким образом, именно эта обнаруженная неоднородность термических условий (и испаряемости) и приводит к быстрому уменьшению корреляции в меридиональном направлении и, следовательно, вытянутости эллипсоидов изокоррелят в зональном направлении (рис. 2*а*).

В регионе, расположенном внутри Большой пустыни Виктория, ситуация аналогична. Здесь наблюдается приблизительно такой же по величине градиент температуры, направленный с небольшим отклонением от меридионального направления. И вновь изокорреляты принимают форму квазизонально ориентированных эллипсоидов (рис. 2*б*).

В регионах с умеренным климатом на Восточно-Европейской равнине (рис. 2*в*) и американских Центральных равнинах изолинии сперва представляют собой окружности, а затем они вытягиваются в долготном направлении. Здесь вновь можно считать, что в пределах небольшой, однородной по температурным условиям области корреляция убывает равномерно во всех направлениях, однако постепенно начинают сказываться межширотные различия, и корреляция в этом направлении убывает гораздо быстрее, чем вдоль круга широты.

В экваториальных областях (бассейны рек Конго (рис. 2*д*) и Амазонка) термические условия практически однородны. Также приблизительно одинаково распределение осадков. Несимметричность поля проявляется при достаточно небольших коэффициентах корреляции (менее 0,6). Возможно, что эта анизотропия объясняется нарушением однородности подстилающей поверхности.

Следует отметить, что в случае субэкваториального климата индийского плоскогорья Декан (рис. 2*г*) и Бразильского плоскогорья изокорреляты близки к окружностям даже на больших расстояниях от центра корреляции. В течение сухого сезона поле влажности определяется испаряемостью, а во время влажного сезона — флуктуациями осадков. Последнее приводит к тому, что корреляция убывает с расстоянием гораздо быстрее, чем в случае регионов тропических пустынь.

Перейдем к объяснению различий в размерах территорий, на которых корреляция остается значимой. Учитывая анизотропию полей, введем понятие среднего радиуса корреляции, который определим, как $\langle r \rangle = \sqrt{S}/\sqrt{\pi}$, где S — площадь фигуры, охватываемая изокоррелятой $1/e$, где e — основание натурального логарифма. Вычисленные таким образом радиусы корреляции приведены в табл. 1. Как можно видеть, между величиной среднего радиуса корреляции ВП и гидротермическими условиями рассматриваемых климатических зон, которые характеризуются отношением осадков к испаряемости, есть определенная зависимость. Она представлена на рис. 3. В тех регионах, где испаряемость велика, а осадки незначительны (пустынные области Аравии, Австралии и Африки), радиус пространственной корреляции большой: ~700—900 км. Для территории Центральных равнин, относящихся к области умеренного климата, отношение P/E равно приблизительно 0,5, а радиус пространственной корреляции уменьшается до 500 км. В случае более увлажненных Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин, где среднегодовое отношение P/E немного больше единицы, радиус пространственной корреляции уменьшается до 400—450 км. На территориях бассейнов рек Конго и Амазонки, где увлажнение избыточно, $<r>$ уменьшается до 300—350 км.

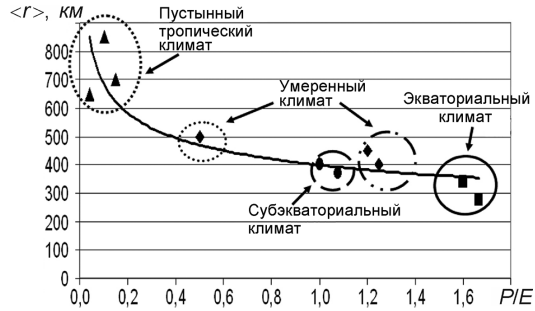


Рис. 3. Радиусы пространственной корреляции ВП для разных климатических зон в зависимости от отношения среднегодовых значений осадков *P* к испаряемости *E*.

Следует особо выделить области субэкваториального климата, где радиус пространственной корреляции составил ~400 км. Территории с субэкваториальным климатом — это области, где в течение половины года имеет место засушливый режим, а другие полгода — режим избыточного увлажнения. Среднегодовое отношение P/E близко к 1, а на рис. 3 точки, соответствующие субэкваториальным областям, расположены между более сухими в гидротермическом отношении Центральными равнинами и более увлажненными областями Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин.

Очевидно, что большой радиус пространственной корреляции как в аридных областях, так и в зоне умеренного климата связан с тем, что аномалии почвенной влаги определяются, прежде всего, большими значениями испаряемости, на фоне которой флуктуации осадков не могут обусловить существенные флуктуации влажности почвы. В тех районах, где количество осадков существенно превышает испарение, почва находится в насыщенном состоянии. При этом поступающие в виде осадков порции воды быстро просачиваются вглубь почвы, так что вариации ВП определяет не столько испарение, сколько поле осадков. Его структурно-пространственные особенности существенно отличаются от поля температуры, прежде всего радиус пространственной корреляции гораздо меньше. Поэтому и корреляции прослеживаются на гораздо меньших расстояниях. В зонах субэкваториального климата, если рассматривать среднегодовой временной масштаб, аномалии почвенной влаги определяются как испаряемостью, так и флуктуациями осадков.

Таблица 2

Вклад (%) в изменчивость аномалий влажности почвы первых трех компонентов разложения по ЕОФ

Регион	Компонент		
	1	2	3
Большая пустыня Виктория	73	13	8
Пустыня Калахари	64	12	7
Аравийская пустыня	56	19	14
Центральные равнины	49	21	16
Восточно-Европейская равнина	51	18	14
Западно-Сибирская равнина	49	25	15
Бассейн р. Конго	51	17	15
Бассейн р. Амазонка	48	21	12
Плоскогорье Декан (Индия)	48	39	17
Бразильское плоскогорье	50	21	13

Пространственно-временная структура аномалий влажности почвы по результатам анализа естественных ортогональных функций

Дальнейший анализ поля аномалий ВП, имеющий целью исследование пространственно-временной структуры, был осуществлен на основе изучения естественных ортогональных функций (ЕОФ) или векторов — как в нашем случае, поскольку рассматриваются дискретные поля.

Рассмотрим принципиальные особенности метода. Будем характеризовать аномалии ВП внутри выбранных для анализа регионов (рис. 1) матрицей W_{MN}, в которой M — число ячеек климатической модели, покрывающих территорию, N — продолжительность временного ряда (в нашем случае $N = 360$). Данную матрицу можно представить в виде разложения Фурье:

$$W_{mn} = \sum_{k=1}^{n} Y_{mk} V_{km}, \qquad (6)$$

где $\{V_{km}\}$ представляют собой ортонормированную систему M-мерных векторов, которая описывает пространственные особенности рассматриваемого поля, а Y_{1n}, Y_{2n} и другие n-мерные векторы описывают изменения во времени каждой из выделенных структур.

В результате проведенного разложения по ЕОФ для рассматриваемых областей оказалось, что три первых слагаемых для всех регионов составили значительную долю изменчивости аномалий влажности почвы: от 83 до 94%. Причем, как видно из данных табл. 2, в большинстве рассматриваемых регионов не менее чем половина изменчивости приходится на первый компонент. Это позволяет

надеяться, что он есть отражение реально наблюдающегося механизма изменчивости. В этом случае оправдан анализ пространственной структуры вектора V_{1M} (и других первых векторов) и его изменения во времени, определяемого динамикой коэффициента разложения Y_{1N} — так называемого главного компонента. Отметим, что при рассмотрении глобального поля ВП вклад первых трех компонентов оценивался только как 20% (Sheffield, Wood, 2008).

Пространственная структура первого компонента для всех регионов характеризуется несколько смещенной от центра региона областью повышенных значений (рис. 4). Эта простота поля связана с тем, что размеры регионов близки к размерам территорий, в границах которых сохраняется связность флуктуаций и структура первого компонента ЕОФ отражает поведение целостного объекта.

Рассмотрим динамику первого главного компонента, определяющего особенности временной изменчивости ВП. На рис. 5 представлены функции спектральной плотности Y_1 для некоторых регионов. Прежде всего следует отметить, что, несмотря на фильтрацию годового хода, осуществленную в исходном ряду, 12-месячная периодичность проявилась. Анализ спектров позволяет сделать заключение о том, что поведение флуктуаций ВП различно в разных частотных интервалах. На самых коротких частотах (соответствующих периодичности в 2—3 мес.) спектр не зависит от частоты ("белый" спектр). Затем в интервале 3—8 мес. изменчивость характеризуется быстрым увеличением функции спектральной плотности. Наконец, в низкочастотной части спектра (диапазон периодов от 20 мес. до 15 лет) значения функции спектральной плотности увеличиваются с уменьшением частоты, но не так быстро, как во внутригодичном интервале.

Наличие области белого шума соответствует теоретическим представлениям о том, как устроена изменчивость инерционных объектов (обладающих памятью), интегрирующих короткопериодные воздействия (Демченко, Кислов, 2010). Действительно, во введении было показано, что в случае, когда $\omega^2 \ll \lambda^2$, спектр функции отклика имеет характер белого шума. Практически такое поведение должно достигаться при времени порядка 2—3 мес., и именно это продемонстрировано на спектрах (рис. 5).

Далее ординаты спектральной плотности вновь увеличиваются по закону $\sim\omega^{-\beta}$, где $\beta > 2$. Как было показано, случай с $\beta = 2$ соответствует так называемому закону красного шума — здесь же наблюдается "сверхкрасный" случай. Подобные спектры в флуктуациях ВП отмечены в (Wang et al., 2010).

В спектре межгодовых колебаний ВП также наблюдается увеличение спектральной плотности с уменьшением частоты (рис. 5), однако он происходит гораздо медленнее — меняется от 1,2 (Запад-

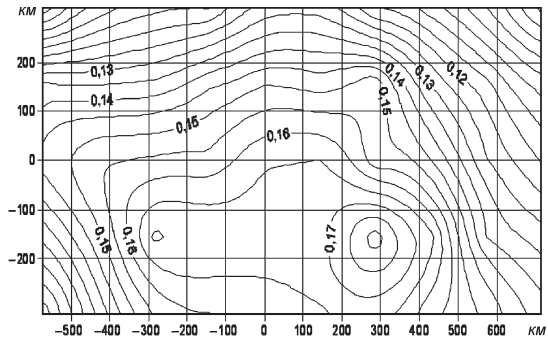


Рис. 4. Первый пространственный компонент ЕОФ (мм^2) для территории Большой пустыни Виктория.

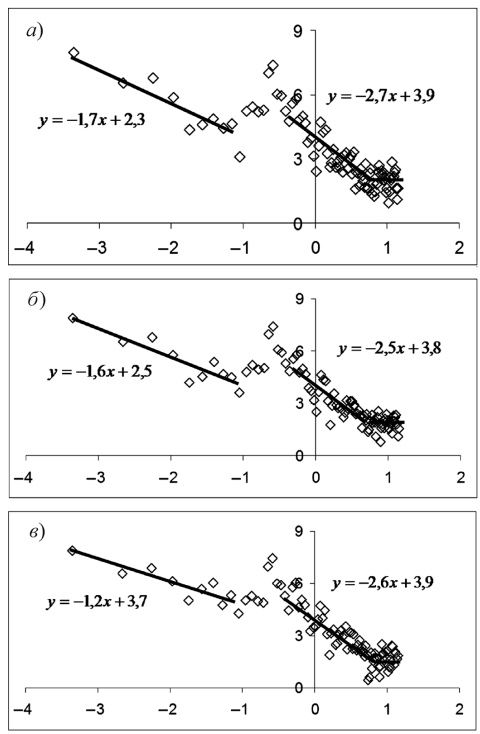


Рис. 5. Спектры (в логарифмических координатах) первого главного компонента для Большой пустыни Виктория (*а*), бассейна р. Амазонка (*б*) и Западно-Сибирской равнины (*в*). Представлены уравнения регрессии для разных участков спектра.

ная Сибирь, рис. 5*в*) до 1,6—1,7 (Австралия и Амазония, рис. 5*а* и 5*б* соответственно). Такая же картина уменьшения показателя степени отмечена в (Wang et al., 2010).

Связь аномалий влажности почвы с изменчивостью атмосферной циркуляции

Изменчивость ВП, взаимно обусловленная связями с вариациями других элементов водного баланса, должна быть связана с флуктуациями атмосферной циркуляции. В качестве их количественной характеристики выступают так называемые индексы циркуляции, которые получили широкое признание как инструмент диагностирования вариаций климатических переменных. Естественно, что в разных регионах земного шара существует преобладающее влияние определенных циркуляционных механизмов (или групп механизмов) (Панин и др., 2010; Trenberth, 1990).

Так, в тропиках Тихого океана важным фактором межгодовой изменчивости выступает Эль-Ниньо — южное колебание (Zhang et al., 1997), заметно проявляющееся в аномалиях атмосферной циркуляции разных регионов: Южная и Северная Америка, Северная Австралия, Восточная Африка и др. Так, например, известно, что формирование засух субтропиков южной части Северной Америки, как правило, определяется появлением тихоокеанской аномалии Ла-Нинья, но в отдельных случаях может быть связано и с аномалиями температуры воды в тропиках Северной Атлантики. В тропиках Южной Америки и экваториальной Африки флуктуации ВП могли бы быть в принципе связаны с индексом атлантического межполушарного колебания (Гущина, Петросянц, 2006).

В Восточной Европе условия увлажнения почвы, по крайней мере в первой половине лета, зависят о того, как много воды было накоплено в результате таяния снежного покрова (Кислов и др., 2008). Это предполагает наличие связей влажности почвы с состоянием арктического или североатлантического колебаний (Thompson, Wallece, 1998; Hurrel, 1995). Подробный анализ изменчивости повторяемости и продолжительности основных форм циркуляции в Северном полушарии и связанных с ними климатических изменений выполнен в работе (Груза, Ранькова, 1996).

Для выявления связи изменчивости ВП с колебаниями индексов циркуляции временной ход первых компонентов ЕОФ, описывающих наибольший вклад в изменчивость влажности почвы, был сопоставлен со значениями разных индексов циркуляции (взятых с официального сайта Центра прогнозов климата Национального управления по исследованию океана и атмосферы США (NOAA)). На рис. 6 для примера представлен временной ход среднегодовых

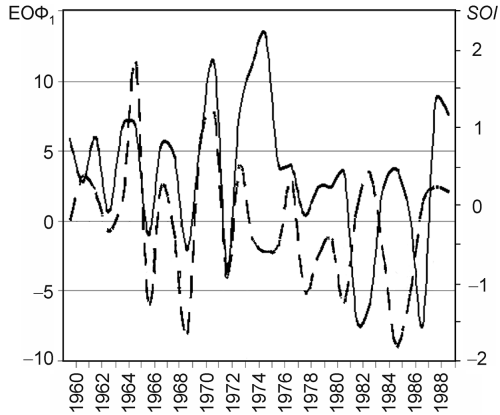


Рис. 6. Временной ход среднегодовых значений первого временного компонента ЕОФ (мм$^{-1}$) для территории Большой пустыни Виктория (штриховая линия) и индекса южного колебания (сплошная линия).

значений первого компонента ЕОФ для австралийской пустыни и индекса южного колебания *SOI*. График отражает неоднозначную зависимость: в 1960-е годы периодам положительного значения индекса соответствовали положительные аномалии ВП в Большой пустыне Виктория. Однако в 1980-х годах связь стала обратной. Аналогичная ситуация наблюдается и в других регионах. Естественно, что в этих условиях коэффициенты корреляции оказываются очень малыми, да и сама нарушаемость связи не позволяет относиться к ней серьезно.

Всесторонне интерпретировать данный результат сложно. Можно предположить, в частности, что здесь проявилась широко обсуждаемая перестройка глобальной циркуляции, имевшая место в середине 1970-х годов. С другой стороны, данный результат представляется вполне закономерным в свете информации о сложном характере изменчивости ВП (см. предыдущий раздел). Действительно, в спектрах ВП (рис. 5) нет значимых экстремумов (кроме годовой гармоники), график выглядит как непрерывная функция, что, как известно, характерно для случайного процесса. Конечно, сложно строго проверить это обстоятельство, обладая дискретными рядами конечной длины, однако основанием к такого рода интерпретации служат теоретические представления, рассмотренные в первом разделе статьи. По-видимому, внешнее воздействие аномалий циркуляции, само по себе неполно характеризуемое рассмотренными индексами, проходя через сложные нелинейные фильтры механизмов связи разных элементов водного баланса, принимает в конечном счете вид случайного процесса колебаний ВП.

Заключение

Для рассмотренных регионов, представляющих основные климатические зоны суши (кроме полярной), обнаружены некоторые общие закономерности пространственно-временной изменчивости влажности почвы. Так, получена зависимость от гидротермических условий регионов пространственного радиуса корреляции флуктуаций ВП. Он больше в тех зонах, где временная динамика ВП определяется в главных чертах скоростью испарения. В экваториальном типе климата, где количество осадков существенно превышает испарение, корреляции ВП прослеживаются на гораздо меньших расстояниях.

Практически вся изменчивость ВП исчерпывается первыми тремя естественными ортогональными функциями, причем на первый компонент приходится, как правило, более чем 50% изменчивости. Корреляция колебаний ВП с индексами циркуляции, наиболее важными для каждого региона, фактически отсутствует. Временные колебания ВП демонстрируют сложный спектр, представленный сочетанием разных степенных законов ($\sim\omega^{-\beta}$) в разных частотных (ω) диапазонах. На масштабах времени в 2—3 мес. $\beta = 0$, в диапазоне нескольких месяцев $\beta > 2$, а спектр межгодовых колебаний характеризуется значениями β 1,2—1,7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Винников К. Я., Есеркепова Н. Е. 1989. Эмпирические данные и результаты моделирования влажности почвы. Метеорология и гидрология. № 11. С. 64—72.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 1996. Климатическая изменчивость повторяемости и продолжительности основных форм циркуляции в умеренных широтах Северного полушария. Метеорология и гидрология. № 1. С. 12—22.

Гущина Д. Ю., Петросянц М. А. 2006. Циркуляция вектора скорости ветра в центрах действия атмосферы как показатель осадков и температуры в их пределах. Метеорология и гидрология. № 6. С. 5—15.

Демченко П. Ф., Кислов А. В. 2010. Стохастическая динамика природных объектов: броуновское движение и геофизические приложения. М.: ГЕОС. 189 С.

Зубенок Л. И. 1976. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеоиздат. 250 С.

Кислов А. В. 1991а. Стохастическая модель пространственно-временного распределения влажности почвы на территории СССР в теплый период года. Метеорология и гидрология. № 3. С. 101—107.

Кислов А. В. 1991б. Учет изменчивости начального состояния в стохастической модели влажности почвы. Метеорология и гидрология. № 8. С. 109—111.

Кислов А. В., Евстигнеев Е. М., Малхазова С. М., Соколихина Н. Н., Суркова Г. В., Торопов П. А., Чернышев А. В., Чумаченко А. Н. 2008. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: МАКС Пресс. 290 С.

Мичурин Б. Н. 1975. Энергетика почвенной влаги. Л.: Гидрометеоиздат. 315 С.

Официальный сайт Центра прогнозов климата Национального управления по исследованию океана и атмосферы США (NOAA): http://www.noaa.gov/.

Панин Г. Н., Выручалкина Т. Ю., Соломонова И. В. 2010. Региональные климатические изменения в северном полушарии и их взаимосвязь с циркуляционными индексами. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Том XXIII. М.: ИГКЭ. С. 92—108.

Тарасова Л. Л. 2008. Пространственно-временная структура поля запасов продуктивной влаги в почвах черноземной зоны европейской части России. Вестник Московского университета. Сер. 5. География. № 2. С. 57—61.

Физико-географический атлас мира. 1964. М.: Академия наук СССР и Главное управление геодезии и картографии ГГК СССР. 298 С.

Amenu G. G. and Kumar P. 2005. Interannual variability of deep-layer hydrologic memory and mechanisms of its influence on surface energy fluxes. J. Climate. No. 18. PP. 5024—5045.

Arora V. K. and Boer G. J. 2006. The temporal variability of soil moisture and surface hydrological quantities in a climate model. J. Climate. No. 15. PP. 5875—5888.

Chen J. and Kumar P. 2002. Role of terrestrial hydrologic memory in modulating ENSO impacts in North America. J. Climate. No. 15. PP. 3569—3585.

Delworth T. L. and Manabe S. 1988. The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. J. Climate. No. 1. PP. 523—547.

Dirmeyer P. A. 2000. Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation. J. Climate. No. 13. PP. 2900—2922.

Fennessey M. J. and Shukla J. 1999. Impact of initial soil wetness on seasonal atmospheric prediction. J. Climate. No. 12. PP. 3167—3180.

Hurrell J. W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and presipitation. Science. Vol. 269. PP. 219—242.

Seneviratne S. I., Koster R. D., Guo Z., et al. 2006. Soil moisture memory in AGCM simulations: Analysis of Global Land—Atmosphere Coupling Experiment (GLACE) data. J. Hydrometeorology. No. 7. PP. 1090—1112.

Sheffield J. and Wood E. F. 2008. Global trends and variability in soil moisture and drought characteristics, 1950—2000, from observation-driven simulations of the terrestrial hydrologic cycle. J. Climate. No. 21. PP. 432—458.

Taylor C. M. 2008. Intraseasonal land—atmosphere coupling in the West African monsoon. 2008. J. Climate. No. 21. PP. 6636—6648.

Thompson D. W. J. and Wallace J. M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys. Res. Lett. Vol. 5. PP. 1297—1300.

Trenberth K. E. 1990. Resent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. Bull. Amer. Meteorol. Soc. Vol. 71. PP. 988—993.

Wang G., Dolman A. J., Blender R., and Fraedrich K. 2010. Fluctuation regimes of soil moisture in ERA-40 re-analysis data. Theor. Appl. Climatol. No. 99. PP. 1—8.

Wu W. and Dickinson R. E. 2004. Time scales of layered soil moisture memory in the context of land—atmosphere interaction. J. Climate. No. 17. PP. 2752—2764.

Zhang Y., Wallace J. M., and Battisti D. S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900—1993. J. Climate. No. 10. PP. 1004—1020.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И ЕГО ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЗА ПЕРИОД 1966—2010 гг.

О. Н. Булыгина[1)], *В. Н. Разуваев*[2)], *Н. Н. Коршунова*[3)]

Россия, 249035 Калужская обл., Обнинск, ул. Королева, д. 6, Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных. [1)]bulygina@meteo.ru, [2)]razuvaev@meteo.ru, [3)]nnk@meteo.ru

Реферат. По данным 1238 метеорологических станций на территории России дано описание современного состояния снежного покрова, приводятся оценки изменения его основных характеристик (продолжительность залегания снежного покрова, его максимальная за зимний период высота, запас воды в снеге) за период с 1966 до 2010 г. Помимо описания среднемноголетних характеристик снежного покрова получены оценки их пространственных и временных изменений, обобщенных по квазиоднородным климатическим регионам, исследованы региональные различия в изменении характеристик снежного покрова. В последние десятилетия на фоне повышения глобальной температуры и сокращения площади морского льда в Северном полушарии на территории России наблюдается увеличение высоты снежного покрова, как средней за зиму, так и максимальной. Наблюдается увеличение максимального запаса воды в снеге в Западной Сибири, на о. Сахалин, в восточных районах Европейской России. В то же время в лесу на большей части Европейской России наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге. Значимых тенденций изменения региональных характеристик продолжительности залегания снежного покрова не обнаружено.

Ключевые слова. Снежный покров, климатические характеристики, максимальная высота снега, запас воды в снеге, продолжительность залегания снежного покрова, коэффициент линейного тренда.

SNOW COVER OVER THE RUSSIAN TERRITORY AND ITS SPATIAL AND TEMPORAL CHANGES IN 1966—2010

O. N. Bulygina[1)], *V. N. Razuvaev*[2)], *and N. N. Korshunova*[3)]

All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information — World Data Centre, 6, ul. Koroleva, 249035 Obninsk, Kaluga region, Russia. [1)]bulygina@meteo.ru, [2)]razuvaev@meteo.ru, [3)]nnk@meteo.ru

Abstract. Description of contemporary state of snow cover over the Russian territory is given on the basis of data from 1238 meteorological stations. The changes in its main parameters (duration, maximum winter

snow depth, and snow water equivalent) are estimated for 1966—2010. In addition to the description of long-term averages for snow cover, presented are the estimates of spatial and temporal changes in snow cover generalized for quasi-uniform climatic regions. Investigated are regional differences between changes in snow cover characteristics. In the recent decades, along with the increase in the global temperature and reduction in sea ice cover in the Northern Hemisphere, the increase in snow depth (winter average and maximum) is observed in Russia. Increase in snow water equivalent is observed in Western Siberia, in the Sakhalin Island, and in the east of the European part of Russia. At the same time, in forest areas of the most part of European Russia observed is the decrease in snow water equivalent maximum. No significant trends in regional characteristics of the snow cover duration were found.

Key words. Snow cover, climate characteristics, maximum snow depth, snow water equivalent, snow cover duration, coefficient of the linear trend.

Введение

" ..Нигде влияние снежного покрова так не велико, как в России, так как нигде нет равнины настолько обширной, отдаленной от морей и покрытой зимой снегом" (Воейков, 1884). Традиционно изучению характеристик снежного покрова в России уделяется большое внимание, так как снежный покров является хорошим индикатором состояния климатической системы, оказывает большое влияние на экономику и условия жизнедеятельности. За время инструментальных наблюдений в Северной Евразии отмечается повышение средней годовой температуры (с 1881 г. температура увеличилась на 1,5°С), причем зимой на 3°С (Groisman, Soja, 2009). Отмечено уменьшение площади, покрытой льдом, летом в Северном Ледовитом океане на 40% (Serreze et al., 2007; Levinson, Lawrimore, 2008; Groisman, Soja, 2009), что приводит к образованию дополнительного источника водяного пара для сухой полярной атмосферы в начале холодного сезона. В западной части Евразии увеличивается число оттепелей (Groisman et al., 2003; McBean et al., 2005). Все эти факты не могут не отражаться на состоянии снежного покрова. В настоящее время опубликовано много работ, посвященных изучению характеристик снежного покрова Северной Евразии. Подробный обзор полученных в этих исследованиях результатов представлен в обзоре SWIPA (Snow, Water, Ice, and Permafrost in the Arctic) (Callaghan et al., 2011). Проведенные исследования указывают на значительные региональные особенности состояния и изменения снежного покрова. В период с 1950 по 2006 г. уменьшилась высота снежного покрова в арктическом регионе

Северной Америки (Kohler et al., 2006). На севере Канады за период с 1966 по 1996 г. уменьшился запас воды в снеге (Atkinson et al., 2006). В период с 1966 по 2007 г. в Евразии превалирует увеличение средней и максимальной за зимний период высоты снежного покрова (Булыгина и др., 2007). В Западной Сибири, на Сахалине и в северной и восточной частях Европейской России увеличивался запас воды в снеге по данным за период с 1966 по 2009 г. (Bulygina et al., 2010).

В большинстве работ для территории России использованы ограниченные массивы данных, котрые не позволяли с достаточной детализацией описать состояние характеристик снежного покрова на всей территории страны, получить региональные оценки изменений таких важных характеристик, как запас воды в снеге. Во многих работах оценки происходящих изменений ограничиваются данными до 2000 г. (Мещерская и др., 1995; Ye, 2001a, 2001b; Ye, Ellison, 2003; Ye, Bao, 2005; Китаев и др., 2004, 2006; Bamzai, Shukla, 1999).

Цель настоящей работы — наиболее полно описать современное состояние снежного покрова, оценить изменения его основных характеристик (продолжительность залегания, его максимальная за зимний период высота, запас воды в снеге) за период с 1966 до 2010 г. Это стало возможным в результате появления новых массивов данных (около 1000 метеорологических станций на территории России), подготовленных во ВНИИГМИ-МЦД. Начиная наше исследование мы опирались на результаты, полученные ранее: пространственное распределение коэффициентов линейного тренда основных характеристик снежного покрова (средняя и максимальная за зимний период высота снежного покрова, продолжительность залегания) за период с 1966 по 2007 г. на метеорологических станциях России (Bulygina et al., 2009a), оценки помесячной динамики снегозапасов с конца октября по конец апреля на 127 станциях России (Шмакин, 2010) и т. д. Представляемая работа является логическим продолжением уже выполненных авторами работ.

Данные

Регулярные наблюдения за снежным покровом на метеостанциях в России проводятся с 1882 г. Ежедневные наблюдения за снежным покровом на метеорологических станциях включают измерения его высоты и определение степени покрытия снегом окрестности станции и характера залегания снежного покрова. Степень покрытия снегом окрестности станции и характер залегания снежного покрова определяются визуально в утренний срок

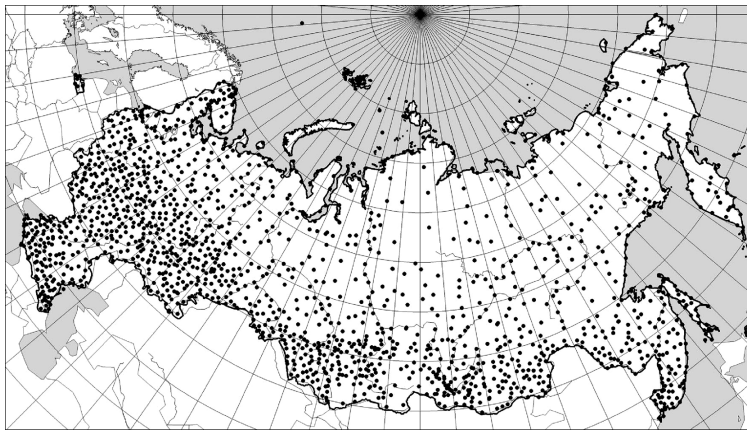


Рис. 1. Расположение 1238 метеостанций с ежедневными наблюдениями за снежным покровом.

наблюдений. Оценка степени покрытия снегом видимой окрестности станции производится по 10-балльной шкале.

Кроме ежедневных наблюдений, на метеостанциях проводятся маршрутные снегомерные съемки. Во время снегомерных съемок определяются высота и плотность снежного покрова, толщина ледяной корки и слоя снега, насыщенного водой, а также степень покрытия снегом и ледяной коркой маршрута и состояние поверхности почвы под снегом. В поле длина маршрута составляет 2000 или 1000 м, в лесу — 500 м. Высота снежного покрова в лесу измеряется через 10 м, а в поле — через 20 м. Плотность снега измеряется на маршруте в 1000 и 500 м — через 100 м, на маршруте длиной 2000 м — через 200 м. Снегомерные съемки начинают проводить с момента, когда снегом покрыта половина и более площади видимой окрестности, раз в десять дней. Весной перед началом и в период таяния измерения проводят каждые 5 дней. На лесных маршрутах до 20 января измерения осуществляют раз в месяц (20-го числа). Измерения плотности снега и запасов воды в снеге по данным маршрутных снегосъемок проводятся в России с 1930 г.

Методика наблюдений за характеристиками снежного покрова неоднократно изменялась. После 1965 г. нарушений однородности, вызванных изменением процедуры наблюдений, не было, поэтому нами для исследования был выбран период с 1966 по 2010 г.

В настоящем исследовании использованы временные ряды ежедневных данных о высоте снежного покрова и степени покрытия снегом окрестностей станции для 1238 метеостанций России (рис. 1), подготовленные во ВНИИГМИ-МЦД. Все эти метеороло-

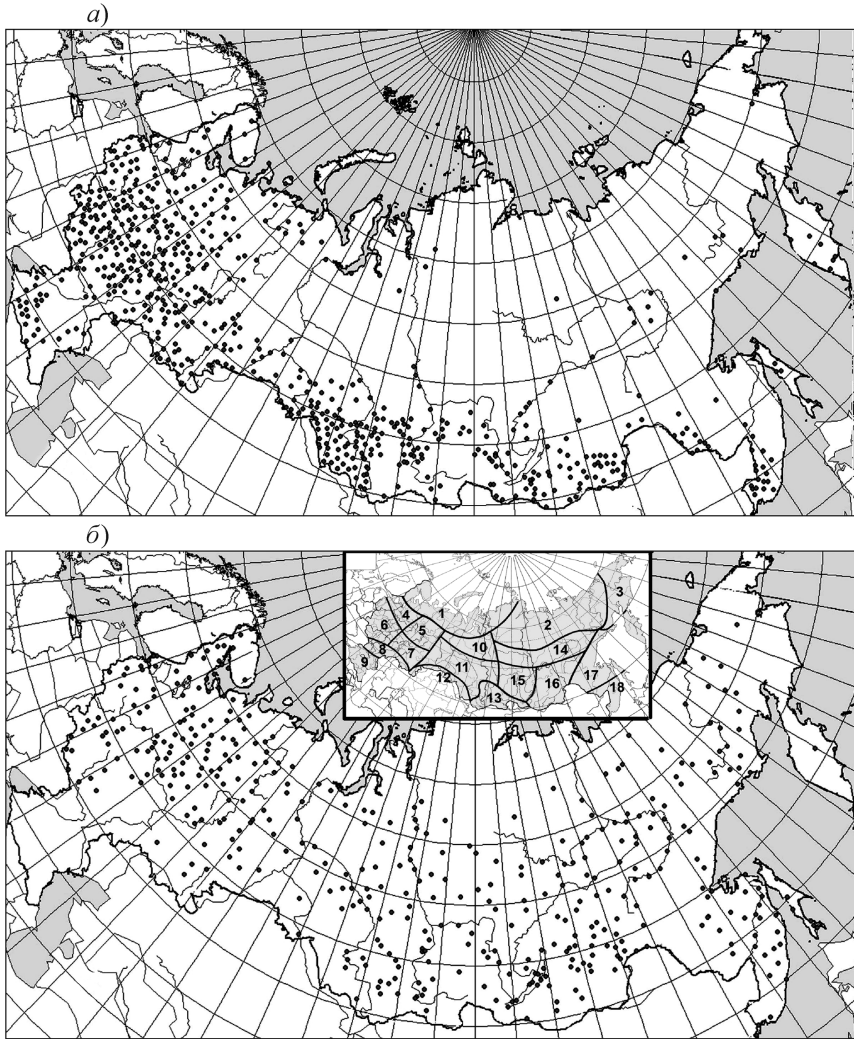


Рис. 2. Расположение 958 метеостанций с данными маршрутных снегосъемок в поле (*а*) и в лесу (*б*). На врезке показаны границы климатических квазиоднородных районов: 1, 2, и 3 — атлантическая, сибирская и тихоокеанская Арктика соответственно; 4, 5, 6, 7 и 8 — северо-запад, северо-восток, юго-запад, юго-восток и степная часть Восточно-Европейской равнины соответственно; 9 — степи и предгорье Северного Кавказа; 10 и 11 — северная и южная части лесной зоны Западной Сибири, 12 — степная зона Западной Сибири, 13 — Алтайские и Саянские горы и предгорье, 14, 15 и 16 — Восточная Сибирь: центральная часть, бассейн Ангары и Забайкалье соответственно; 17 и 18 — Дальний Восток между 50 и 60° с. ш. и южнее 50° с. ш. соответственно.

гические станции отнесены к типу незащищенных. Анализ влагозапаса осуществлялся по данным маршрутных снегомерных съемок на 958 метеостанциях (рис. 2). Эти данные доступны на сайте ВНИИГМИ-МЦД (http://www.meteo.ru). Из 958 станций на 665 проводятся наблюдения в поле, на 425 — в лесу (на части станций осуществляются наблюдения и в поле, и в лесу). Поскольку методика наблюдений за характеристиками снежного покрова неоднократно изменялась, особое внимание было уделено устранению всех возможных источников неоднородности в данных. Изменения в методиках измерения и обработки характеристик снежного покрова описаны в (Разуваев, Шакирзянов, 2000).

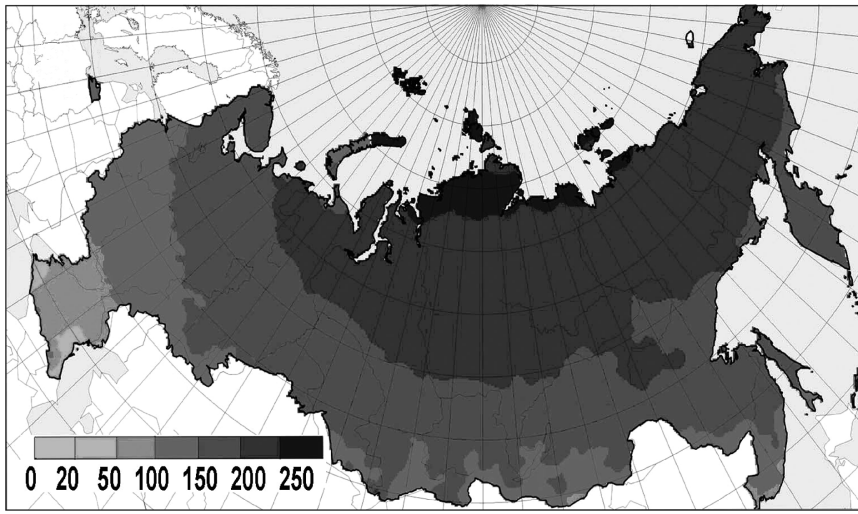
Анализ изменений характеристик снежного покрова проводился по данным в точке и по рядам средних характеристик для 18 квазиоднородных климатических регионов, выбранных на основании классификации Алисова (Алисов, 1956) и использованных ранее в (Bulygina et al., 2010). Средние для регионов значения характеристик получены следующим способом. От норм за 1981—2010 гг. рассчитаны аномалии анализируемых характеристик. Период для расчета норм выбран в соответствии с рекомендациями Всемирной метеорологической организации (30-летний период, обновляемый каждые 10 лет, начиная с 1961 г.). Аномалии на метеостанциях арифметически осреднялись по квадратам сетки (1° с. ш. × 2° в. д.), а затем с весовыми коэффициентами в зависимости от широты квадрата проводилось осреднение по регионам, показанным на рис. 2. Такой способ осреднения обеспечивает хорошие результаты (Каган, 1979) без учета пространственной функции ковариации.

Пространственное распределение средних многолетних характеристик снежного покрова

Большая протяженность территории России и многообразие физико-географических условий определяют различия в региональных характеристиках снежного покрова. Для оценки продолжительности залегания снежного покрова использовалось число дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50%. Эта характеристика была предложена и описана в (Булыгина и др., 2007). На рис. 3*а* представлено пространственное распределение средних многолетних значений продолжительности залегания снежного покрова.

Наибольшее число дней со снежным покровом наблюдается на побережье северных морей (более 250 дней), а наименьшее — на побережье Каспийского моря (менее 20 дней). На большей части страны более 100 дней в году лежит снег. Изменчивость числа дней

а)



б)

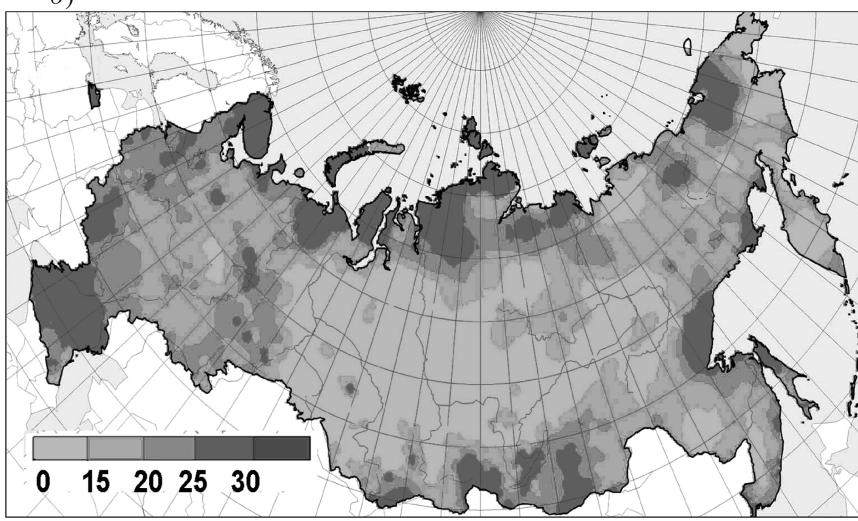


Рис. 3. Средние многолетние значения продолжительности залегания снежного покрова (*а*) и среднеквадратическое отклонение числа дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50% (*б*). Данные за 1966—2010 гг.

со снежным покровом наглядно иллюстрируется распределением среднеквадратического отклонения σ (рис. 3*б*). Максимальные значения наблюдаются на севере страны, наиболее подверженном

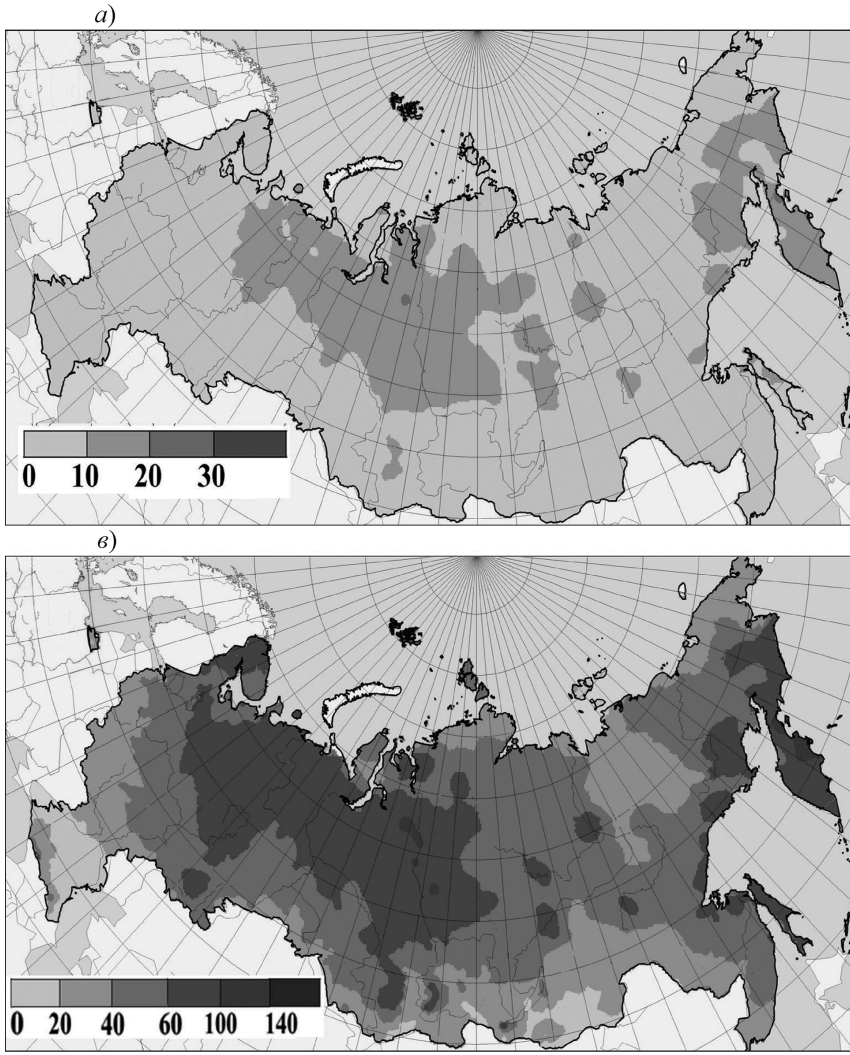
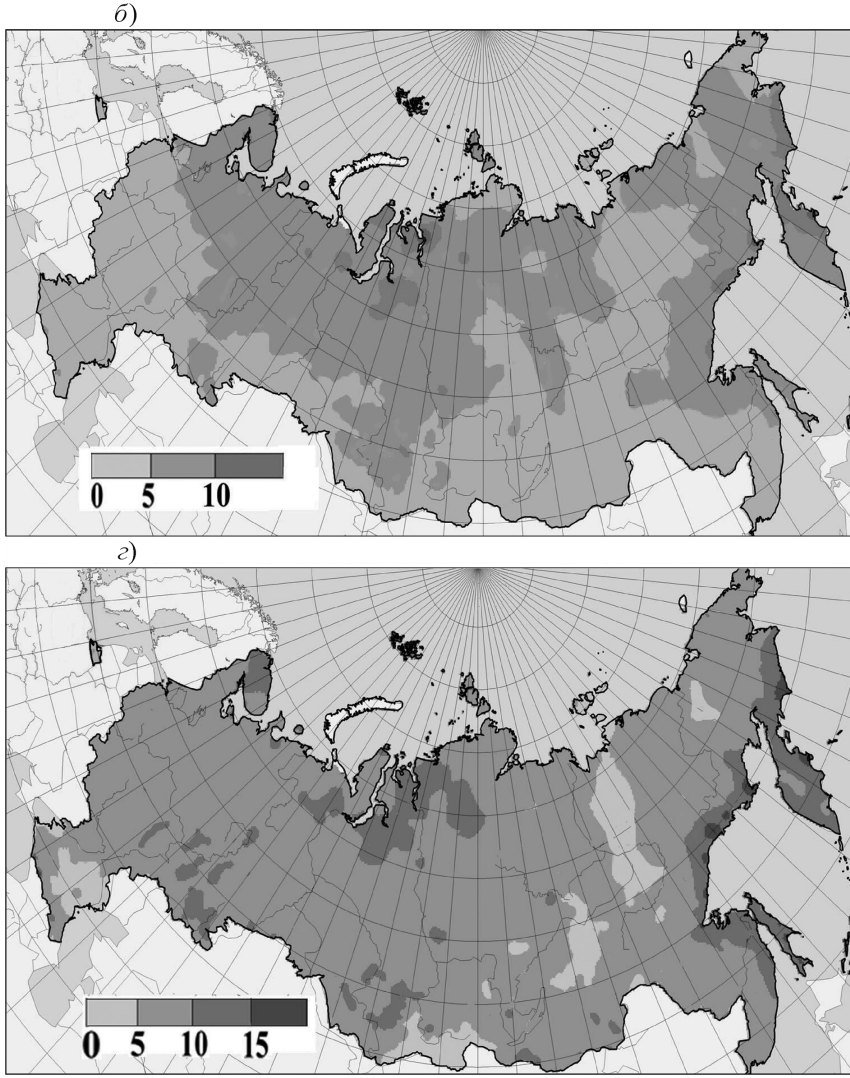


Рис. 4. Средние многолетние значения средней (*а*) и максимальной (*в*) за зимний соответственно (*б*, *г*).

влиянию океана, в южных и западных частях европейской территории, в Сибири σ не превышает 15 дней.

Высота снежного покрова зависит не только от общей продолжительности периода с отрицательной температурой и интенсивности твердых осадков, но и от особенностей подстила-



период высоты снежного покрова (см) и их средние квадратические отклонения
Данные за 1966—2010 гг.

ющей поверхности, ветрового режима и условий погоды конкретного года. Распределение средних многолетних значений средней и максимальной за зимний период высоты снежного покрова представлено на рис. 4.

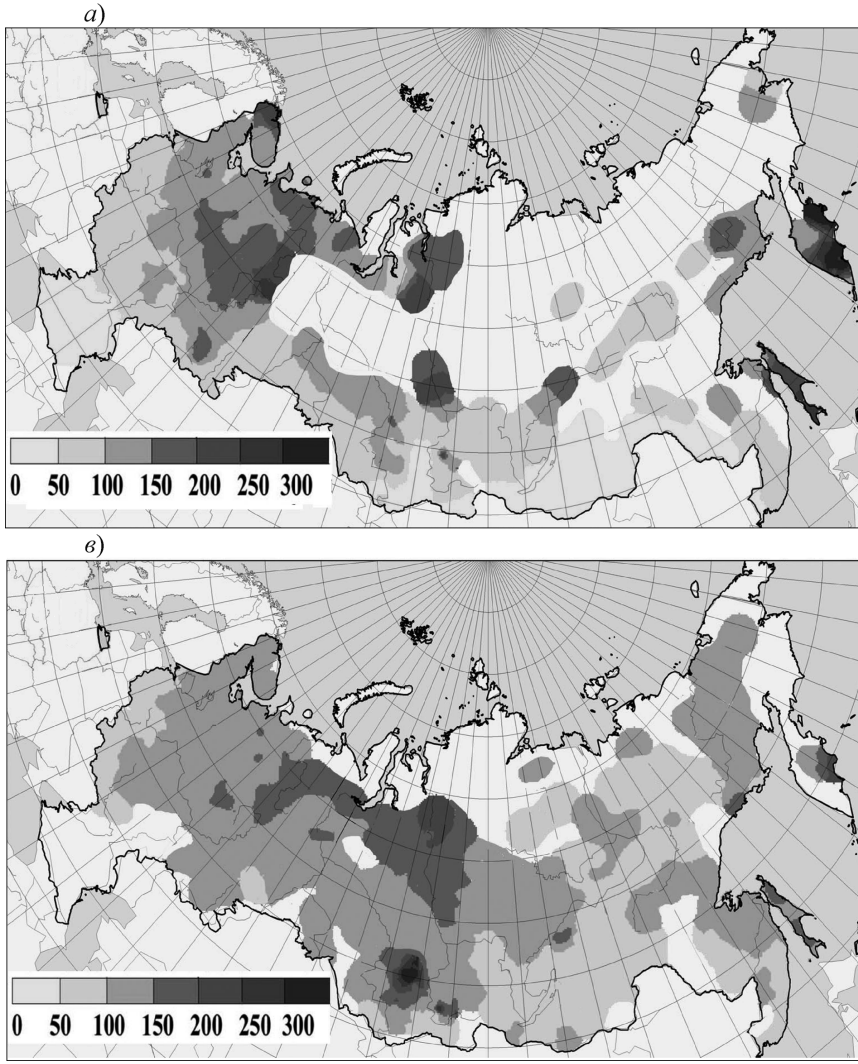
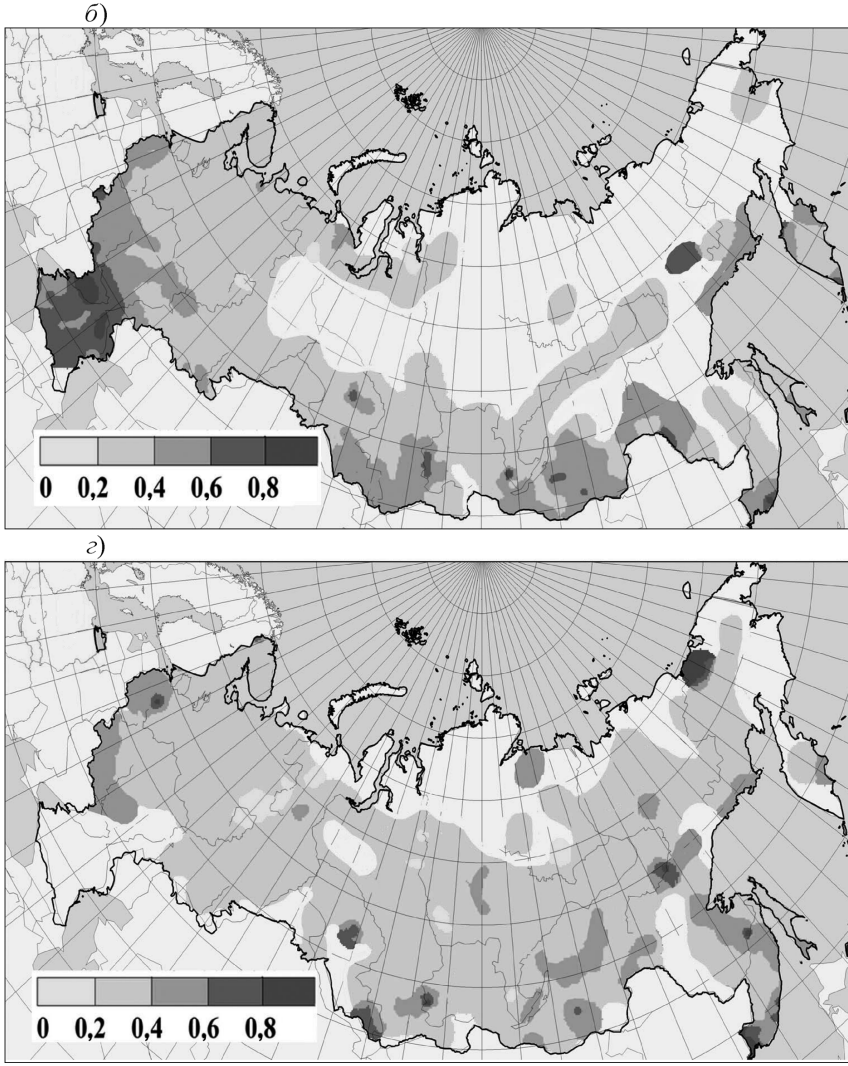


Рис. 5. Пространственное распределение среднемноголетних значений запаса воды
Данные за

Среднемноголетнее максимальное накопление снега за зимний период в России наблюдается на северо-востоке Европейской России, в Западной Сибири и на Камчатке. Среднемноголетнее значение максимальной за зимний период высоты снежного покрова превышает в этих районах 80 см (рис. 4*в*). Среднее



в снеге в поле (*а*) и в лесу (*в*) и их коэффициенты вариации (*б*, *г* соответственно). 1966—2010 гг.

квадратическое отклонение максимальной высоты снежного покрова на большей части России не превышает 15 см, достигая 20—25 см на севере Западной Сибири, Камчатке, Сахалине и побережье Охотского моря (рис. 4*г*).

Максимальная высота снега и его плотность определяют запас воды в снеге. Пространственное распределение среднемноголетних значений запаса воды в снеге во многом повторяет распределение максимальной высоты снежного покрова (рис. 5*а*, *в*).

Изменчивость запаса воды в снежном покрове на территории России очень велика. Среднеквадратическое отклонение изменяется от района к району более чем вдвое. На рис. 5*б*, *г* представлено распределение коэффициента вариации запаса воды в снеге, который изменяется от 0,2—0,4 в районах с продолжительной зимой и большими снегозапасами до 0,8—0,9 в южных районах страны.

Пространственно-временные изменения характеристик снежного покрова

В последние десятилетия на фоне повышения глобальной температуры и сокращения площади морского льда в Северном полушарии на территории России наблюдается увеличение высоты снежного покрова, как средней за зиму, так и максимальной. На рис. 6 представлены коэффициенты линейного тренда средней и максимальной высоты снежного покрова в процентах от среднемноголетних значений в квазиоднородных климатических регионах. Уменьшение площади, покрытой льдом, летом в Северном Ледовитом океане (Serreze et al., 2007, Levinson, Lawrimore, 2008, Groisman, Soja, 2009) образует дополнительный источник водяного пара для сухой полярной атмосферы в начале холодного сезона, что и является одной из причин увеличения снегонакопления на северном побережье страны и в Сибири.

В то же время на западе европейской территории, на юге Восточной Сибири, в Забайкалье и Якутии максимальная за зиму высота снежного покрова на отдельных станциях уменьшается (Bulygina et al., 2009a). При осреднении по регионам только в Забайкалье получен значимый (1%-ный уровень значимости) отрицательный коэффициент линейного тренда. Уменьшение максимальной за зимний период высоты снежного покрова в этом регионе составляет 6,6% средних значений за 10 лет (рис. 6*б*). Это обусловлено сокращением суммы твердых осадков в этом регионе (на 20% за период с 1989 по 2006 г.) (Шмакин, 2010) и значительным повышением температуры воздуха в весенний период (Груза, Ранькова, 2009), когда в этом районе отмечается максимальная высота снежного покрова.

Еще одной характеристикой снегонакопления можно считать число дней за зимний период, когда высота снежного покрова превышает 20 см. В большинстве регионов эта характеристика увеличивается. Исключение составляют западная и южная части Европейской России, отдельные метеостанции в Забайкалье и на Чукотке.

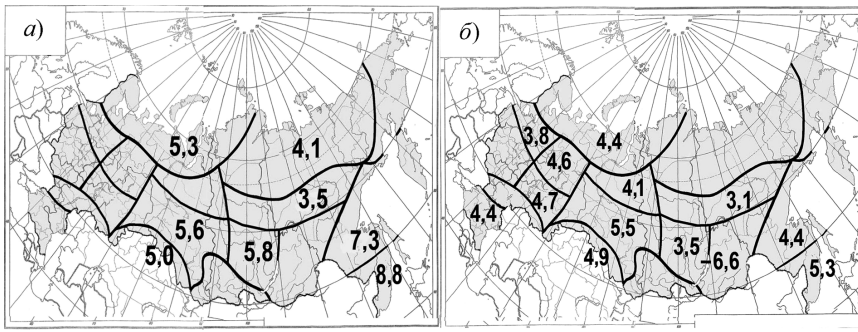


Рис. 6. Коэффициенты линейного тренда (в %/10 лет от среднемноголетних значений) в рядах средней (*а*) и максимальной (*б*) за зимний период высоты снежного покрова в квазиоднородных регионах. Данные за 1966—2010 гг.

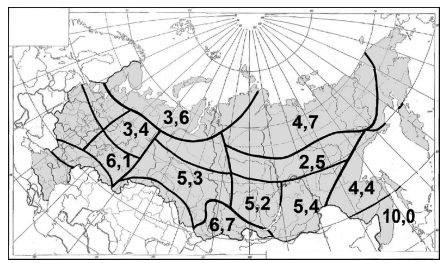


Рис. 7. Коэффициенты линейного тренда (в %/10 лет от среднемноголетних значений) в рядах числа дней с высотой снежного покрова больше 20 см в квазиоднородных регионах. Данные за 1966—2010 гг.

В рядах средних по регионам значений числа дней с высотой снежного покрова больше 20 см статистически значимые коэффициенты линейного тренда положительные (рис. 7). Несмотря на то, что в Забайкалье изменение этой характеристики на метеостанциях в западных и восточных районах носит противоположный характер, при рассмотрении характеристик, осредненных по региону, вклад положительных изменений оказывается большим.

Тенденции изменений максимального за зиму запаса воды в снеге в последние десятилетия (1966—2010 гг.) по данным маршрутных наблюдений в поле (рис. 8*а*) во многом совпадают с тенденциями изменений максимальной за зиму высоты снежного покрова. Наблюдается увеличение этой характеристики в Западной Сибири, на о. Сахалин, в восточных районах Европейской России. В западных и юго-восточных областях Европейской России запас воды в снеге уменьшается (рис. 8*а*). По данным маршрутных

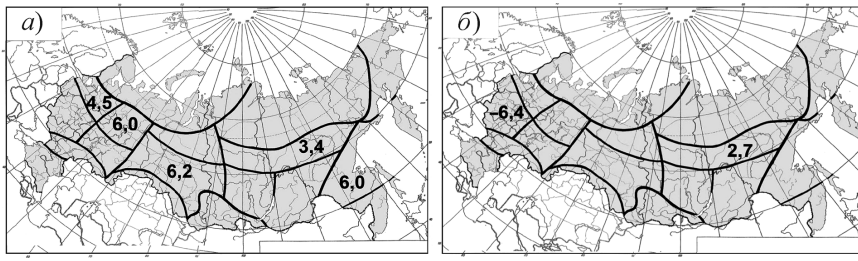


Рис. 8. Коэффициент линейного тренда (в %/10 лет от среднемноголетних значений) в рядах запаса воды в снеге по данным маршрутных снегосъемок в поле (*а*) и лесу (*б*) в квазиоднородных регионах. Данные за 1966—2010 гг.

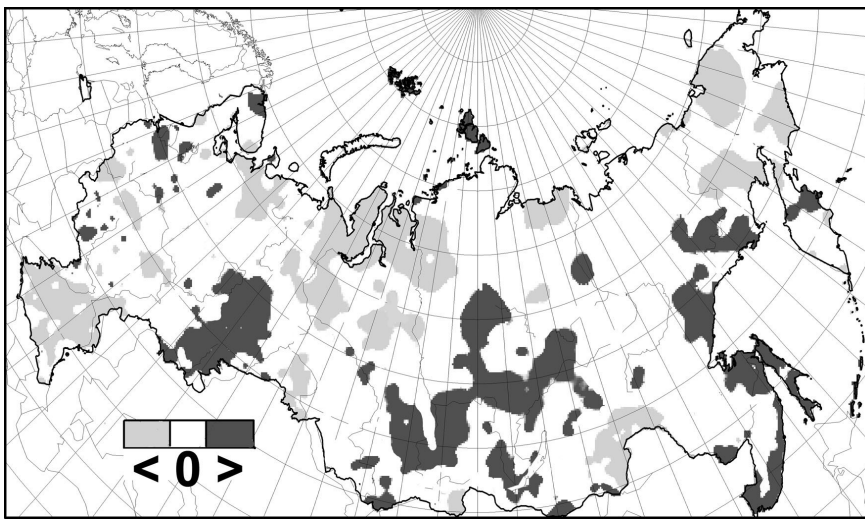


Рис. 9. Коэффициенты линейного тренда (сут/10 лет) в рядах числа дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50%.

наблюдений, в лесу на большей части европейской территории наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге (рис. 8*б*). На юго-западе Восточно-Европейской равнины уменьшение запаса воды в снеге по данным маршрутных наблюдений в лесу составляет 6,4% за 10 лет (рис. 8*б*). На юге лесной части Западной Сибири увеличение влагозапаса составляет 6,2% за 10 лет. В Восточной Сибири, в Приморье и на Сахалине выделяются области с положительными значениями коэффициентов линейного тренда. В центральном районе Восточной Сибири получено увеличение запаса воды в снеге на 3,4% в поле и на 2,7% в лесу.

Анализируя изменения числа дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50%, можно оценить тенденции изменения продолжительности залегания снежного покрова. Рассмотрим пространственное распределение коэффициентов линейного тренда этой характеристики (рис. 9). Тенденция уменьшения продолжительности залегания снежного покрова была выявлена на европейской территории России, в Западной Сибири, на Таймыре и востоке Якутии. Увеличилась продолжительность залегания снежного покрова на Урале, на юге Восточной Сибири, в Приморье и на побережье Охотского моря. Однако при осреднении по регионам полученные коэффициенты линейного тренда оказались незначимыми.

Заключение

Используя густую сеть метеорологических станций, в данной работе удалось уточнить некоторые оценки изменений основных характеристик снежного покрова и получить оценки, обобщенные по квазиоднородным климатическим регионам. Если на отдельных станциях Европейской России, в Западной Сибири, на Таймыре и востоке Якутии обнаруживались тенденции уменьшения продолжительности залегания снежного покрова, то при региональном осреднении статистически значимой тенденции уменьшения этой характеристики не обнаружено. Увеличилась продолжительность залегания снежного покрова на отдельных станциях Урала, юга Восточной Сибири, в Приморье и на побережье Охотского моря, но при региональном осреднении эта тенденция также не проявилась. В большинстве регионов России увеличиваются максимальная высота снежного покрова и число дней с высотой снега более 20 см, а в Канаде наблюдается уменьшение снегонакопления (Atkinson et al., 2006). Это различие особенно интересно, так как на обоих континентах наблюдается увеличение количества осадков в холодный период (Trenberth et al., 2007; Min et al., 2008). Только в Забайкалье вследствие уменьшения количества твердых осадков и значительного повышения температуры весной наблюдается уменьшение максимальной за зимний период высоты снежного покрова (на 10% за 10 лет). По данным отдельных станций, тенденции уменьшения и максимальной высоты снега, и числа дней с высотой снежного покрова более 20 см обнаруживаются на западе европейской территории, на юге Восточной Сибири и в Якутии, но эти тенденции в настоящее время не являются характерными для квазиоднородных климатических регионов.

Обобщенные региональные характеристики максимального за зиму запаса воды в снеге впервые были получены в рамках данного

исследования. По наблюдениям в поле отмечается увеличение влагозапаса в северной половине Восточно-Европейской равнины (4,5% за 10 лет на западе и 6% на востоке). На 6% за 10 лет увеличивалась эта характеристика и в южной части лесной зоны Западной Сибири и на Дальнем Востоке. Запас воды в снеге в центре Восточной Сибири увеличивается на 3,4% за 10 лет. Только на юго-западе Восточно-Европейской равнины по данным маршрутных наблюдений в лесу обнаружена тенденция уменьшения влагозапаса (на 6,4% за 10 лет). Очевидно, это произошло из-за существенного уменьшения количества твердых осадков на юго-западе Восточно-Европейской равнины (до 30%, в отдельных пунктах до 40%) (Шмакин, 2010) на фоне повышения температуры в холодную половину года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алисов Б. П. 1956. Климат СССР. М.: Московский университет. 127 С.

Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н., Разуваев В. Н. 2007. Изменения характеристик снежного покрова в последние десятилетия. Труды ВНИИГМИ-МЦД. № 173. С. 54—66

Воейков А. И. 1884. Климаты земного шара и в особенности России. СПб: Издание картографического заведения А. Ильина. 132 С.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2009. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. № 11. С. 15—29.

Каган Р. Л. 1979. Осреднение метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат. 279 С.

Китаев Л. М., Радионов В. М., Форланд Э., Разуваев В. Н., Мартуганов Р. А. 2004. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова на севере Евразии в условиях современных изменений климата. Метеорология и гидрология. № 11. С. 65—72.

Китаев Л. М., Разуваев В. Н., Хейно Р., Форланд Э. 2006. Продолжительность залегания снежного покрова в Северной Европе. Метеорология и гидрология. № 3. С. 95—100.

Мещерская А. В., Белянкина И. Г., Голод М. П. 1995. Мониторинг толщины снежного покрова в основной зернопроизводящей зоне бывшего СССР за период инструментальных наблюдений. Известия РАН. Серия географическая. № 4. С. 101—110.

Разуваев В. Н., Шакирзянов Р. И. 2000. Изменения в методиках наблюдений за состоянием снежного покрова на территории Российской Федерации. Труды ВНИИГМИ-МЦД. № 167. С. 41—51.

Шмакин А. Б. 2010. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия. Лед и снег. № 1. С. 43—57.

Atkinson D. E., Brown R., Alt B., Agnew T., Bourgeois J., et al. 2006. Canadian cryospheric response to an anomalous warm summer: A synthesis of the climate change action fund project “The State of the Arctic Cryosphere During the Extreme Warm Summer of 1998”. Atmosphere—Ocean. Vol. 44, No 4. PP. 347—375.

Bamzai A. S. and Shukla J. 1999. Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: An observational study. J. Climate. Vol. 12. PP. 3117—3132.

Bulygina O. N., Groisman P. Ya., Razuvaev V. N., and Korshunova N. N. 2009a. Snow and ice crust changes over Northern Eurasia since 1966 Annual Fall AGU Mtg San-Francisco California GC31A-0676. Presentation available at http://neespi.org/web-content/abstracts/AGU 2009/Bulygina.pdf.

Bulygina O. N., Razuvaev V. N., and Korshunova N. N. 2009b. Changes in snow cover over Northern Eurasia in the last decades. Environ. Res. Lett. Vol. 4. 045026.

Bulygina O. N., Groisman P. Ya., Razuvaev V. N., and Radionov V. F. 2010. Snow cover basal ice layer changes over Northern Eurasia since 1966. Environ. Res. Lett. Vol. 5. 015004.

Callaghan T. V., Johansson M., Brown R. D., Groisman P. Ya., Labba N., and Radionov V., Contributors. 2011. Changing snow cover and its impacts. In: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). AMAP Report to the Arctic Council Ch. 4. 59 P. [Available at http://amap.no/swipa/].

Groisman P. Ya. and Soja A. J. 2009. Ongoing climatic change in Northern Eurasia: Justification for expedient research. Environ. Res. Lett. Vol. 4. 045002.

Groisman P. Ya., Sun B., Vose R. S., Lawrimore J. H., Whitfield P. H., Forland E., Hanssen-Bauer I., Serreze M. C., Razuvaev V. N., and Alekseev G. V. 2003. Contemporary climate changes in high latitudes of the Northern Hemisphere: Daily time resolution. Proc. 14th AMS Symp. on Global Change and Climate Variations (CD ROM with Proc. Ann. Mtg of the American Meteorological Society) (Long Beach, CA, Feb. 2003). P. 10.

Kohler J., Brandt O., Johanson M., and Callaghan T. 2006. A long-term Arctic snow depth record from Abisko, northern Sweden, 1913—2004. Polar Research. Vol. 25, No. 2. PP. 91—113.

Levinson D. H. and Lawrimore J. H. (eds.). 2008. State of the climate in 2007. Bull. Amer. Meteorol. Soc. Vol. 89. 179 P.

McBean G., Alexeev G., Chen D., Forland E., Fyfe J., Groisman P. Ya., King R., Melling H., Vose R., and Whitfield P. H. 2005. Arctic Climate: Past and Present Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge: Cambridge University Press. Ch. 2. PP. 21—60.

Min S. K., Zhang X. B., and Zwiers F. 2008 Human-induced Arctic moistening. Science. Vol. 320. PP. 518—520.

Serreze M. C., Holland M. M., and Stroeve J. 2007. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. Science. Vol. 315. PP. 1533—1536.

Trenberth K. E., Jones P. D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein A., Tank D., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J. A., Rusticucci M., Soden B., and Zhai P. 2007. Observations: Surface and atmospheric climate change. In: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). UK and New York, NY, USA, Cambridge: Cambridge University Press. PP. 235—336.

Ye H. 2001a. Quasi-biennial and quasi-decadal variations in snow accumulation over Northern central Eurasia and their connections to Atlantic and Pacific oceans and atmospheric circulation. J. Climate. Vol. 14, No. 24. PP. 4573—4584.

Ye H. 2001b. Increases in snow season length due to earlier first snow and later last snow dates over north central and northwest Asia during 1937—1994. Geophys. Res. Lett. Vol. 28, No. 3. PP. 551—554.

Ye H. and Ellison M. 2003. Changes in transitional snowfall season length in Northern Eurasia. Geophys. Res. Lett. Vol. 30, No. 5. PP. 561—563.

Ye H. and Bao Z. 2005. Eurasian snow conditions and summer monsoon rainfall over South and Southeast Asia: Assessment and comparison. Adv. Atmos. Sci. Vol. 22, No. 6. PP. 877—888.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ К СЕРЕДИНЕ XXI СТОЛЕТИЯ

П. М. Лурье, В. Д. Панов

Россия, 344025 Ростов-на-Дону, ул. Ереванская, д. 1/7, Северо-Кавказское УГМС. gpd-gmc@yugmeteo.donpac.ru

Реферат. Рассмотрено современное состояние оледенения северного склона Большого Кавказа. Показано, что в XX в., примерно до 1970 г., продолжала уменьшаться площадь оледенения, ледники отступали, баланс их массы был отрицательный. В 1970—2007 гг. в связи с изменением климата состояние ледников улучшилось: уменьшились скорость сокращения площади оледенения и отступания ледников, несколько улучшился баланс массы. К середине XXI в. состояние ледников продолжит улучшаться. Баланс массы оледенения у многих небольших ледников приблизится к нулевому, скорость уменьшения площади оледенения сократится, отступание у некоторых ледников прекратится.

Ключевые слова. Большой Кавказ, современное оледенение, баланс массы, уменьшение площади, отступание ледников.

PRESENT STATE OF GLACIATION OF THE NORTHERN SLOPE OF THE GREATER CAUCASUS AND ITS CHANGES BY THE MIDDLE OF THE 21st CENTURY

P. M. Lur'e and V. D. Panov

North Caucasus AHEM of Roshydromet, 1/7, ul. Erevanskaya, 344025 Rostovon-Don, Russia. gpd-gmc@yugmeteo.donpac.ru

Abstract. The paper describes the present state of glaciation of the northern slope of the Greater Caucasus. It was found that in the 20th century, roughly till 1970, the glaciation area was reducing and glaciers were retreating; their mass balance was negative. In 1970—2007, due to climate change, the state of glaciers improved: the rate of retreat decreased as well as reduction in the glaciation area; mass balance slightly improved. By the middle of the 21st century, the glaciers state will continue to improve. For many glaciers, the glaciation mass balance will be zero, the rate of reduction in the glaciation area will decrease and some glaciers will stop retreating.

Key words. Greater Caucasus, modern glaciation, mass balance, reduction in area, glacial retreat.

Введение

Влияние ледников на природные процессы, и особенно на режим стока рек, климатические условия и растительность распространяется на территорию всего Северного Кавказа. Практически для всех основных рек ледники определяют не только режим, но и объем как жидкого, так и твердого стока. При этом в теплый период ледниковые воды у некоторых рек составляют более 50% их общего стока.

Наблюдения за ледниками Северного Кавказа начаты в середине XIX в., но систематически стали проводиться только во второй половине XX столетия. По состоянию современного оледенения на конец XIX в. в 1911 г. был составлен первый каталог ледников Большого Кавказа (Подозерский, 1911). Во второй половине XX в. составлен новый каталог ледников по состоянию оледенения на 1965—1975 гг. (Каталог ледников СССР , 1967—1978). На основе данных этих каталогов с их дополнением и исправлением в 1993 г. издана монография "Эволюция современного оледенения Кавказа" (Панов, 1993), в которой дан анализ изменений размеров оледенения, происшедших в 1895—1970 гг. Позже, в 2002 г., в монографиях П. М. Лурье (2002) и В. Д. Панова и др. (2008) приведены сведения о размерах и изменениях размеров ледников, происшедших к 2000—2007 гг.

Общая протяженность северного склона Большого Кавказа, на котором имеется современное оледенение, составляет 750 км. Число ледников по состоянию на 2000 г. равно 1521, площадь их составляет 853,6 км^2, а объем льда — 45,42 км^3 (Лурье, 2002).

Оледенение по территории распределено неравномерно. Большая его часть находится в бассейне р. Терек — 55,4% числа ледников, 69,9% площади оледенения и 82,8% объема льда. Средняя высота нижней границы ледников 2800 м, а верхней — 4240 м. Высота фирновой линии в среднем для всего региона равна 3450 м и изменяется от 3130 м в бассейне р. Кубань до 3940 м в бассейне р. Кусарчай (табл. 1).

Средняя площадь ледников в регионе составляет 0,56 км^2. На рассматриваемой территории преобладают ледники площадью до 1,0 км^2, на которые приходится 83% по числу и 34% по площади. Ледников площадью более 10 км^2 — 10 (0,7% общего числа ледников), но по площади они составляют 23% общей площади оледенения. Наибольшим ледником как по площади (36,1 км^2), так и по длине (17,3 км) является ледник Безенги (бассейн р. Терек). Средняя толщина льда ледников изменяется в весьма широком

Таблица 1

Основные сведения о ледниках северного склона Большого Кавказа на 2000 г.

Бассейн реки	Число ледников	Площадь ледников, км^2	Высота, м			Объем льда, км^3
			нижней границы ледников	верхней границы ледников	фирновой линии	
Кубань	467	203,9	2650	3450	3130	6,729
Терек	842	597,0	2810	4390	3560	37,611
Сулак	174	41,4	3220	3760	3520	0,828
Самур	29	8,4	3280	3790	3590	0,176
Кусарчай	9	2,9	3760	4160	3940	0,075
Итого	1521	853,6				45,419
Среднее			2800	4240	3450	

диапазоне от 5 до 25 м у каровых и висячих ледников до 100—160 м у долинных. Средняя толщина ледников 55 м. Наибольшая толщина льда на леднике Безенги — 330 м.

Основными морфологическими типами ледников являются каровые, висячие и долинные. По количеству преобладают каровые и висячие (75%), в то время как по площади — долинные (сложные и простые), на которые приходится около 42% общей площади, но они составляют всего 6% общего числа ледников. Из ледников других морфологических типов здесь отмечаются ледники конических вершин, присклоновые и плоских вершин. Большое число морфологических типов ледников в регионе связано с тем, что современное оледенение уже несколько столетий находится в фазе деградации (Панов, 1993).

Основными источниками питания ледников являются атмосферные осадки, метелевый перенос и снежные лавины. Доля атмосферных осадков у большинства ледников составляет более 50%, метелевого переноса — 10—42%, а снежных лавин — от 3 до 76%. Расход накопившегося на ледниках снега и льда происходит в основном путем стока вод, образующихся при таянии снега и льда, а также испарения и обвалов льда, особенно висячих ледников. Продолжительность периода таяния снега и льда на ледниках 110—150 дней и зависит от их высотного положения. Годовые значения таяния снега и льда на высоте 1800—2000 м достигают 10—12 м, на высоте 2500—2600 м — 5—6 м, на высоте 3400—3600 м — 0,5—1,0 м. Соотношение аккумуляции и абляции определяет баланс массы ледника. Имеющиеся сведения о балансе отдельных ледников свидетельствуют о том, что у преобладающего их числа за период 50—100 лет он отрицательный. В целом за последние 100 лет

баланс массы для всего оледенения Большого Кавказа составил −50 г/см^2 (Панов, 1993).

Климатические условия

На северном склоне Большого Кавказа средняя годовая температура воздуха на одной и той же высоте увеличивается с северо-запада на юго-восток от 6°С в районе г. Фишт (Западный Кавказ) до 11°С в районе г. Базардюзи (Восточный Кавказ) на высоте 2500 м. Количество атмосферных осадков на высоте 2500 м на Западном Кавказе составляет 2150 мм, на Центральном Кавказе — 930 мм и на Восточном Кавказе — 1030 мм. Число дней со снежным покровом уменьшается с северо-запада на юго-восток весьма значительно — от 250 дней на Западном Кавказе до 160 дней на Центральном и всего 100 дней на Восточном (на высоте 2500 м). Такой характер изменения климатических элементов на северном склоне Большого Кавказа в сочетании с абсолютными высотами привел в последние столетия к весьма неравномерному распределению современного оледенения и разной интенсивности его деградации.

Во второй половине XX в. на Земле началось устойчивое изменение климатических условий, в том числе и на северном склоне Большого Кавказа, которое существенно повлияло на водные ресурсы и особенно на современное оледенение. За 1971—2007 гг. в рассматриваемом регионе произошло повсеместное увеличение годовой температуры воздуха с трендом 0,0070—0,0504°С/год и годовой суммы атмосферных осадков с трендом 3,1854—8,3011 мм/год. Также произошло увеличение температуры воздуха и суммы осадков за периоды абляции и аккумуляции. Исключение составляет Терскол, обсерватория, где за период акку-

Таблица 2

Линейные тренды температуры воздуха (°С/год) и атмосферных осадков (мм/год) за 1971—2007 гг.

Станция	Температура воздуха			Атмосферные осадки		
	год	период абляции	период аккумуляции	год	период абляции	период аккумуляции
Клухорский Перевал	0,0116	0,0216	0,0066	8,3011	1,3841	6,9171
Терскол, обсерватория	0,0070	0,0254	−0,0061	6,6422	0,6438	5,9924
Гуниб	0,0252	0,0258	0,0223	3,1854	1,9230	0,7000
Теберда	0,0328	0,0441	0,0248	3,8307	0,8495	2,9813
Владикавказ	0,0504	0,0437	0,0552	4,6699	2,0542	2,6157

муляции температура воздуха понижалась с трендом −0,0061°С/год (табл. 2).

Как видно из данных табл. 2, в последние 40 лет на северном склоне Большого Кавказа как в предгорьях (Владикавказ), так и в высокогорье (Клухорский Перевал, Гуниб, Терскол, обсерватория) происходило потепление с одновременным увеличением суммы атмосферных осадков, причем, что очень важно для баланса массы ледников, наиболее значительно (на 10—250 мм) осадки увеличивались за период аккумуляции.

Изменение размеров оледенения в XX столетии

На северном склоне Большого Кавказа, как и в других горных системах, в последние несколько сотен лет размеры оледенения меняются. За 1895—2000 гг. число ледников увеличилось на 230, или на 15% (табл. 3). Это произошло в результате отчленения притоков от крупных ледников, а также распада ранее единых ледников на несколько. Всего вследствие отчленения притоков образовалось 394 ледника, вследствие распада — 305. Растаяло за этот период 400 ледников. Общей причиной распада ледников и отчленения притоков является несоответствие размеров оледенения современным климатическим условиям. Поэтому происходит интенсивное понижение поверхности ледников, приводящее к отчленению притоков, особенно тех, которые располагаются на крутых склонах. Небольшие притоки при этом отрываются от основного ледника.

Поскольку размеры современного оледенения не соответствуют современным климатическим условиям, площадь его в последние несколько сотен и даже тысяч лет постепенно сокращается. За 1895—2000 гг. она уменьшилась на 760,5 км^2, или на 47,1%. При этом скорость сокращения в последние 30 лет была равна 4,1 км^2/год, или в 2,1 раза меньше по сравнению с 1895—1970 гг. (8,5 км^2/год). Таким образом, темп сокращения оледенения в 1970—2000 гг. довольно значительно снизился, что позволяет сделать вывод об улучшении состояния современного оледенения.

Одновременно с сокращением площадей происходит уменьшение толщины и объема ледников. За 1895—2000 гг. толщина ледников сократилась на 9 м, или на 23% толщины ледников на 1895 г. Наиболее значительно толщина ледников сократилась в бассейне р. Терек (до 25 м). У всех ледников за рассматриваемый период произошло уменьшение объема льда. В целом он сократился на 65,5 км^3, или на 59% объема льда на 1895 г. В связи с уменьшением площади ледников происходило увеличение высоты их нижней границы. За 1895—2000 гг. она повысилась в среднем для региона на 160 м. По отдельным бассейнам рек увеличение высоты нижней границы ледников изменялось от 60 до 260 м.

Таблица 3

Изменение числа и сокращения площади ледников на северном склоне Большого Кавказа за 1895—2000 гг.

Бассейн реки	Число ледников			Площадь ледников, км^2		
	1895—1970 гг.	1970—2000 гг.	1895—2000 гг.	1895—1970 гг.	1970—2000 гг.	1895—2000 гг.
Кубань	−78	+20	−58	108,5	19,2	127,7
Терек	+249	+25	+274	441,3	98,3	539,6
Сулак	+9	+3	+12	68,0	4,7	72,7
Самур	+2	+1	+3	15,9	0,9	16,8
Кусарчай	−1	0	−1	3,4	0,3	3,7
Итого	+181	+49	+230	637,1	123,4	760,5
Примечание. Знак плюс означает увеличение, знак минус — уменьшение числа ледников.						

Одновременно с уменьшением площади и объема ледников происходит их отступание (сокращение длины нижней части языка ледника). В целом за 1895—2000 гг. практически все ледники отступили. Величина отступания за этот период колеблется в широком диапазоне — от 100 м у карово-висячего ледника № 125 (р. Черек) до 3372 м у долинного ледника Тана (р. Урух). В среднем отступание ледников за последние 100 лет для региона составляет 590 м. Величина отступания зависит от морфологического типа ледников: чем крупнее ледник, тем больше у него отступание и наоборот. Наибольшая величина отступания отмечена у сложно-долинных ледников, где она в среднем равна 990 м (Панов, 1993; Панов и др., 2008).

Отступание концевых участков ледников, несмотря на изменение климатических условий, продолжается и в последние десятилетия. Так, наблюдения за 11 наиболее характерными ледниками показали, что средняя скорость их отступания за 1895—2007 гг. оказалась равной 10,3 м/год против 12,9 м/год за 1895—1970 гг. В то же время средняя скорость их отступания за 1970—2007 гг. равна 5,0 м/год. Одновременно скорость отступания у некоторых ледников за 1970—2007 гг. составляла достаточно большие значения — 7,3—11,2 м/год (Цея, Безенги, Шаурту) (табл. 4).

На фоне общего отступания отмечаются случаи наступания или стационирования отдельных ледников, причем эти явления зафиксированы непосредственными наблюдениями. Наиболее активными в последние 100 лет были ледники Девдоракский, Шхара, Сказка, Адиш, Мижирги, Южный и Абано. Первый из них за 1881—1970 гг. наступил на 16 м, а Абано — на 79 м. За последние 30 лет наступали ледники Мижирги (145,0 м), Безенги (84,6 м) и Южный (18,8 м). Многие другие, хотя и менее активные ледники за

Таблица 4

Отступание концевых участков некоторых ледников северного склона Большого Кавказа за 1895—2007 гг.

Ледник	Морфологический тип	Длина ледника, м	Величина отступания, м					
			1895—2007 гг.		1895—1970 гг.		1970—2007 гг.	
			общая	за год	общая	за год	общая	за год
Марухский	Долинный	4000	818	7,0	625	7,8	193	5,2
Алибекский	<<	4600	906	7,7	771	9,6	135	3,6
Хакель	<<	3900	933	8,0	823	10,3	110	3,0
Гарабаши	Конических вершин	3900	1154	9,9	1024	12,8	130	3,5
Джанкуат	Долинный	3100	1315	11,2	1170	14,6	145	3,9
Нижний Кулак	<<	3700	1685	14,4	1590	19,9	95	2,6
Шаурту	Сложный долинный	9100	1665	14,2	1250	15,6	415	11,2
Безенги	То же	17300	1536	13,1	1267	15,8	269	7,3
Мижирги	<<	8800	866	7,4	736	9,2	130	3,5
Цея	<<	8600	1329	11,4	1028	12,9	301	8,1
Южный	Карово-долинный	1900	461	3,9	358	4,5	103	2,8
Среднее			1151	10,3	967	12,9	184	5,0

рассматриваемый период неоднократно наступали, оставляя после себя заметные следы в рельефе долин — серии конечно-моренных валов. Причинами наступания в основном являются благоприятные условия погоды, способствующие уменьшению абляции или увеличению аккумуляции на ледниках (Панов, 1993).

Баланс массы ледников

Балансом массы определяется общее состояние ледника: при положительном балансе ледник наступает, при отрицательном — отступает, а при нулевом — находится в стационарном положении. В XX в. у большинства ледников региона баланс массы был отрицательный. Исключение составляли висячие ледники, многие из которых имели положительный баланс, и отдельные каровые, которые также имели положительный баланс. У первых из них он определялся их высотным положением, а у вторых — значительным лавинным питанием и закрытием концов языков мощным чехлом поверхностной морены. В целом же оледенение северного склона Большого Кавказа на конец XX в. имело отрицательный баланс, равный −49 г/см^2 (табл. 5).

Таблица 5

Баланс массы оледенения северного склона Большого Кавказа (1970 г.)

Район	Аккумуляция	Абляция	Баланс массы		
	г/см^2		г/см^2	% аккумуляции	% абляции
Западный	235	275	−40	17	15
Центральный	170	220	−50	29	23
Восточный	125	210	−85	68	40
Среднее	183	232	−49	27	21

Средняя аккумуляция в регионе составляет 183 г/см^2 при наибольшей (235 г/см^2) на Западном Кавказе и минимальной (125 г/см^2) на Восточном. Средняя абляция равна 232 г/см^2, ее наибольшее значение отмечается на Западном (275 г/см^2), а наименьшее — на Восточном Кавказе (210 г/см^2).

Вышеуказанное изменение температуры воздуха и атмосферных осадков за 1971—2007 гг. привело к изменению баланса массы ледников, причем как общего, так и областей абляции и аккумуляции. По-прежнему общий баланс массы у большинства ледников региона на 2007 г. отрицательный, однако по сравнению с периодом на 1970 г. у многих ледников он улучшился (Гарабаши, Качу и др.); у отдельных он стал нулевым или даже положительным (Северо-Каракайский, Кельбаши, № 9 и др.) и только у некоторых, преимущественно долинных ледников Западного и Центрального Кавказа, он ухудшился (Марухский, Джанкуат, Джаловчатский, Аманаузский и др.) (Панов, 1993; Дюргеров, Поповнин, 1997; Рототаева, Тарасова, 2000; Рототаева и др., 2003) (табл. 6).

В области аккумуляции у всех ледников накопление увеличилось в среднем на 4—15% при наибольших объемах на ледниках, имеющих преобладающее лавинное питание, как, например, у долинных ледников Хакель и Чотча, каровых ледников в бассейне р. Белая. Аккумуляция наиболее значительно интенсифицировалась на ледниках Западного Кавказа, где выпадает наибольшее количество атмосферных осадков в регионе: ледники Марухский и Северо-Каракайский (табл. 6).

В области абляции расход льда за этот период почти на всех ледниках увеличился на 3—7%, наиболее значительно — на низкорасположенных ледниках, таких как Марухский, Алибекский, Безенги, Джанкуат, Караугом и др., менее значительно — на ледниках, у которых концы языков оканчиваются на высотах более 3000 м (Гарабаши, Качу, Кельбаши и др.) или закрыты мощным чехлом поверхностной морены.

Таблица 6

Баланс массы некоторых ледников северного склона Большого Кавказа за 1950—2007 гг.

Ледник, морфологический тип	Высота ледника, м		Период, годы	Баланс массы, г/см^2		
	низшая точка	высшая точка		общий	область аккумуляции	область абляции
Марухский, долинный	2490	3160	1951—1970 1971—2007	−46 −55	245 265	291 320
Гарабаши, конических вершин	3250	5000	1951—1970 1971—2007	−6 −5	119 124	125 129
Джанкуат, долинный	2820	3680	1951—1970 1971—2007	−11 −16	235 247	246 263
Качу, долинный	3040	3600	1951—1970 1971—2007	−28 −24	111 122	139 146
Северо-Каракайский, каровый	2600	3040	1951—1970 1971—2007	−10 0	300 330	310 330
№ 9 (р. Черек), висячий	3740	5030	1951—1970 1971—2007	0 +3	65 71	65 68

Возможное изменение оледенения к середине XXI столетия

Учитывая дальнейшее увеличение температуры воздуха и атмосферных осадков, можно оценить, хотя и в первом приближении, состояние и динамику современного оледенения рассматриваемого региона на середину XXI в. По В. П. Мелешко и др. (2008) в середине XXI в. (2041—2060 гг.) температура воздуха на Северном Кавказе увеличится летом на 1—2°С и зимой на 2°С. Произойдет также увеличение количества атмосферных осадков летом на 1—5% и зимой на 5—10%.

Такое изменение климатических условий приведет к существенной перестройке баланса массы ледников — увеличатся как приходная часть (аккумуляция), так и расходная (абляция).

При этом изменение их не будет пропорциональным, различие будет определяться не только значениями изменений температуры воздуха и атмосферных осадков, но и высотным положением областей абляции и аккумуляции. Чем больше высота расположения ледника, тем значительнее увеличивается у него аккумуляция и меньше — абляция. При этом у ледников с высоко расположенной зоной аккумуляции дополнительное питание будет определяться не только зимними осадками, выпадающими в твердом виде, но и значительной частью осенних и весенних осадков, которые из-за больших абсолютных высот будут выпадать в твердом виде. Также

на больших высотах произойдет увеличение числа и продолжительности летних снегопадов, которые резко уменьшат интенсивность абляции не только в области аккумуляции, но и на большей части области абляции.

Баланс массы ледников с 2007 г., как и в 1971—2007 гг., будет продолжать улучшаться и к середине XXI в. у некоторых долинных ледников он приблизится к нулевому (Гарабаши, Алибекский, Хакель и др.), а у многих каровых, висячих каровых и даже карово-долинных, особенно на Центральном Кавказе, станет положительным. Так, например, у карового ледника Северо-Каракайский (бассейн р. Кубань) баланс массы на 1970 г. был отрицательный (−10 г/см^2), в 2007 г. он оказался равным 0, а в 2050 г. он может достигнуть положительного значения 5—10 г/см^2. В целом для региона баланс массы ледников на 2050 г. будет отрицательный и может составить −38 г/см^2 (аккумуляция 217 г/см^2 и абляция 255 г/см^2).

Более значительно изменялись и изменяются на ледниках суммарная абляция и аккумуляция, вызванные сокращением площади оледенения. При этом суммарная абляция уменьшается в связи с сокращением площади области абляции, на которую приходится до 75% уменьшения общей площади оледенения. Уменьшение суммарной абляции наблюдается уже сейчас и будет дальше уменьшать размер ледников (Панов 1993; Коновалов, Вильямс, 2005).

Уменьшение площади области аккумуляции не приводит к существенному сокращению суммарной аккумуляции, поскольку на освободившихся ото льда скальных участках в холодный период будет накапливаться снег, который в виде снежных лавин будет сходить на ледники и соответственно увеличивать суммарную аккумуляцию.

Сокращение площади оледенения в 2000—2050 гг. также будет продолжаться. В связи с улучшением баланса массы ледников скорость его сокращения по сравнению с 1895—2000 гг. уменьшится с 7,2 до 5,0 км^2/год. При этом сокращение площади оледенения будет более значительным на Восточном и Западном Кавказе, где оно составит 6—7 км^2/год (Ананичева и др., 2008).

В связи с улучшением баланса массы ледников скорость отступания концевых участков ледников также сократится и будет составлять в середине XXI в. 2—4 м/год против 5,0 м/год в 1970—2007 гг. При этом у многих ледников установится сезонный характер колебания концевых участков ледников — в холодный период ледники будут наступать, а в теплый — отступать с преобладанием величины отступания. У некоторых ледников отступание прекратится, а отдельные будут наступать (Алибекский, Хакель, Кельбаши, Уилпата и др.).

Одновременно будет происходить изменение числа ледников: в западной и восточной частях северного склона Большого Кавказа продолжится процесс исчезновения ледников, в то время как в центральной части их число будет увеличиваться, поскольку там будут происходить процесс отчленения притоков и распад единых ледников на части. На Западном и Восточном Кавказе будет происходить исчезновение висячих каровых, каровых и висячих ледников. На Западном Кавказе возможно уменьшение числа ледников на 7—10%, а на Восточном — на 3—5%. На Центральном Кавказе отчленение небольших притоков будет происходить от сложных и простых долинных ледников, а распада сложных долинных ледников отмечаться практически не будет. Последний случай распада одного из наибольших ледников на Большом Кавказе Дыхсу (р. Терек) произошел в 1994 г., когда он распался на три части.

Заключение

Таким образом, в период современного изменения климата (1971—2007 гг.) в рассматриваемом регионе произошло повсеместное увеличение температуры воздуха и атмосферных осадков. Это привело к интенсификации абляции, повышению высоты фирновой линии и увеличению аккумуляции ледников. Увеличение аккумуляции произошло на всех ледниках, но наиболее значительно у ледников, имеющих высокорасположенные области аккумуляции. Соответственно баланс массы улучшился у ледников с высокорасположенными языками и областями питания и несколько ухудшился у низкорасположенных (особенно Западного Кавказа). Исключение составляют ледники со значительным лавинным питанием (Хакель, Чотча, Буульген и др.), у которых произошло некоторое улучшение баланса массы.

Уменьшение площади и объема ледников продолжалось в 1970—2007 гг., хотя и с меньшей интенсивностью, чем в 1895—1970 гг., что связано с улучшением баланса массы ледников. Также уменьшилась и скорость отступания концевых участков ледников в 1970—2007 гг. по сравнению с 1895—1970 гг. Это связано с улучшением питания у многих ледников и даже положительным балансом в отдельные годы.

В связи с ожидаемым дальнейшим увеличением температуры воздуха и атмосферных осадков к 2050 г. произойдет дальнейшее изменение режима ледников. Баланс массы многих ледников будет продолжать улучшаться и у некоторых станет даже положительным. Сокращение площади ледников будет продолжаться, но со ско-

ростью, значительно меньшей, чем за 1895—2000 гг. Ледники в основной массе также будут отступать (уменьшаться в длине), но скорость их отступания по сравнению даже с 1970—2007 гг. будет меньше. Отдельные ледники в середине XXI в. начнут наступать, причем как в холодный период года, так и в целом за год.

Число ледников к 2050 г. уменьшится незначительно и преимущественно на Западном и Восточном Кавказе, где растают небольшие (площадью до 0,2 км^2) каровые, висячие каровые и висячие ледники. На Центральном Кавказе исчезнет только небольшое число ледников, здесь основным процессом будет отчленение от сложных и простых долинных ледников небольших притоков.

Во второй половине XXI в. изменение размеров оледенения может происходить по двум сценариям:

— климатические условия будут изменяться в сторону повышения температуры воздуха и увеличения атмосферных осадков. В этом случае баланс массы ледников будет улучшаться и к концу периода повсеместно станет положительным, площадь оледенения достигнет оптимальных размеров и ледники прекратят отступать;

— климатические условия останутся на уровне середины XXI в. В этом случае баланс массы будет незначительно улучшаться, при уменьшении абляции и увеличении аккумуляции, площадь оледенения также будет незначительно сокращаться, а скорость отступания ледников будет минимальной. В целом при этом сценарии ледники достигнут нулевого баланса к середине XXI в., т. е. оледенение на северном склоне Большого Кавказа не исчезнет по обоим сценариям и будет иметь площадь 200—400 км^2 при длине ледников 3—5 км.

По обоим сценариям в регионе к 2100 г. произойдет уменьшение ледникового стока на 70—80%. Общий речной сток останется как минимум на уровне 2000 г., что связано с увеличением количества атмосферных осадков до 2050 г., а возможно и к 2100 г.

В докладе Программы ООН по окружающей среде (ЮНЕП), представленном на рассмотрение участников Международной конференции по изменению климата в Канкуне (Мексика, 2010 г.), сказано, что во многих районах Земли происходит интенсивная деградация ледников (Патагония, северо-запад США, юго-запад Канады, Гиндукуш, Гималаи и др.). В докладе также отмечено, что исчезновение многих ледников может занять несколько столетий, в то время как низко расположенные небольшие ледники исчезнут значительно быстрее, уже до конца текущего столетия.

Анализ приведенных в нашей статье данных показывает, что на северном склоне Большого Кавказа значительная деградация

ледников не наблюдается, а наоборот, с конца XX в. их состояние улучшается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананичева М. Д., Лурье П. М., Мяч Л. Т., Панов В. Д. 2008. Ожидаемые изменения природных и хозяйственных систем в XXI веке. Континентальная многолетняя мерзлота и ледниковые системы. Горное оледенение. Большой Кавказ. В кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том II. Последствия изменения климата. М.: Росгидромет. С. 260—263.

Дюргеров М. Б., Поповнин В. В. 1997. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в. Материалы гляциологических исследований. Вып. 83. С. 146—153.

Каталог ледников СССР. 1967—1978. Т. 8. Ч. 1—12. Л.: Гидрометеоиздат.

Коновалов В. Г., Вильямс М. С. 2005. Многолетние колебания оледенения и стока рек Центральной Азии в современных климатических условиях. Метеорология и гидрология. № 9. С. 69—83.

Лурье П. М. 2002. Водные ресурсы и водный баланс Кавказа. СПб: Гидрометеоиздат. 506 С.

Мелешко В. П., Катцов В. М., Говоркова В. А., Спорышев П. М., Школьник И. М., Шнееров Б. Е. 2008. Климат России в XXI веке. Ч. 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3. Метеорология и гидрология. № 9. С. 5—21.

Панов В. Д. 1993. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб: Гидрометеоиздат. 431 С.

Панов В. Д., Ильичев Ю. Г., Салпагаров А. Д. 2008. Колебания ледников Северного Кавказа за XIX—XX столетия. Труды Тебердинского заповедника. Вып. 47. 331 С.

Подозерский К. И. 1911. Ледники Кавказского хребта. ЗапКОРГО. Кн. 29. Вып. 1. 200 С.

Рототаева О. В., Тарасова Л. Н. 2000. Реконструкция баланса ледника Гарабаши за последнее столетие. Материалы гляциологических исследований. Вып. 88. С. 16—26.

Рототаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Тарасова Л. Н. 2003. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия. Материалы гляциологических исследований. Вып. 95. С. 111—121.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГРУНТОВ: ОПИСАНИЕ ФИЗИЧЕСКИ ПОЛНОЙ ДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ И СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ РАСЧЕТОВ И НАБЛЮДЕНИЙ

С. А. Лавров, О. А. Анисимов[1)]

Россия, 199053 С.-Петербург, 2-я линия В. О., д. 23, Государственный гидрологический институт. [1)]oleg@oa7661.spb.edu

Реферат. Построена физически полная динамическая модель гидротермического режима грунтов с учетом протаивания, промерзания и солепереноса. Модель содержит блоки, описывающие тепловой баланс поверхности, испарение с учетом влияния растительности, динамику снежного покрова, влажность почвы, диффузию соли в почвенном растворе и теплоперенос с учетом имеющихся границ раздела талой и мерзлой почвы. Для проверки модели были проведены несколько серий физических экспериментов, результаты которых сравнивались с расчетами. Проверка показала высокую точность модели и возможность ее применения для широкого круга аналитических и прогностических задач, связанных с изучением климата почвы и процессов тепло- и солепереноса в многолетнемерзлых донных отложениях на шельфе арктических морей.

Ключевые слова. Моделирование, почва, гидротермический режим.

MODELING OF HYDROTHERMAL REGIME OF SOILS: DESCRIPTION OF DYNAMICAL MODEL AND COMPARISON OF CALCULATION RESULTS WITH OBSERVATIONS

S. A. Lavrov and O. A. Anisimov[1)]

State Hydrological Institute, 23, Vtoraya liniya, V. O., 199053 St. Petersburg, Russia. [1)]oleg@oa7661.spb.edu

Abstract. Constructed is a dynamical model of hydrothermal regime of the ground. It takes into account thawing, freezing, and transport of salt. The model includes parameterizations of the surface heat balance, evaporation and transpiration, snow dynamics, soil moisture, salt diffusion in the soil liquid, and heat transfer at the phase boundaries. Several series of physical experiments were conducted for the model validation through the comparison of the calculation outputs with experimental data. The verification showed high accuracy of the model and its applicability to a wide range of analytical and prognostic studies connected with the study

of the soil climate and heat and saline transfer in the frozen near-bottom layer of sediments in the shelf of the Arctic seas.

Key words. Modeling, soil, hydrothermal regime.

Введение

Гидродинамические модели, используемые для анализа и прогноза климата, содержат блоки, описывающие процессы в атмосфере, океане и на подстилающей поверхности. Расчеты по таким моделям, проводимые в трехмерном пространстве с малым шагом по времени (порядка 3 ч), накладывают серьезные ограничения на вычислительную сложность алгоритмов каждого из указанных блоков. Для описания гидротермического режима почвогрунтов в них используются параметризации, лишь в общих чертах отражающие происходящие процессы. Более детальную информацию можно получить при помощи одномерных физически полных моделей, которые позволяют по заданным параметрам климата атмосферы рассчитать основные характеристики климата почвы — ее температурный и водный режимы. В России модели подстилающей поверхности такого уровня детализации долгое время отсутствовали и получили развитие лишь в связи с созданием трехмерных гидродинамических моделей климата. Наиболее близкими описываемой в статье модели являются разработки Института вычислительной математики РАН. Отдельные элементы созданной в ИВМ модели гидротермического режима почвы с учетом промерзания и оттаивания приведены в публикациях (Володин, Лыкосов, 1998; Мачульская, Лыкосов, 2009). Блок климатической модели Института физики атмосферы РАН, в котором рассчитывается профиль температуры почвы на основе решения уравнения теплопроводности, представлен в публикации Аржанова и др. (2007). В публикации (Малевский-Малевич и др., 2007) описана модель гидротермического режима почвы, созданная в Главной геофизической обсерватории.

В зарубежной литературе уже в начале 1990-х годов появилась публикация с описанием физически полной модели почвенного климата (Waelbroeck, 1993). В последующие годы число таких публикаций многократно увеличилось, главным образом в связи с разработкой блоков подстилающей поверхности (Land Surface Scheme) в гидродинамических моделях климата. Достаточно показательный почвенный блок современных гидродинамических моделей климата описан в публикации (Lawrence, Slater, 2008). Наиболее детальная модель процессов в почве и на подстилающей поверхности, получившая название JULES, была разработана в Метеорологической службе Великобритании. Полная документация

этой модели размещена на сайте http://www.jchmr.org/jules. Ее параметризованный вариант является составной частью гидродинамической модели HadCM.

Большинство названных разработок, за исключением JULES, были выполнены в рамках совершенствования трехмерных моделей климата, и по этой причине их детализация была неизбежно лимитирована. В данной работе мы впервые публикуем математический формализм физически полной модели гидротермического режима грунтов, учитывающей все основные определяющие его процессы. Ее элементы разрабатывались на протяжении почти 30 лет в гидрофизической лаборатории и в отделе исследований изменений климата Государственного гидрологического института, что дало название модели HPL-SHI (Hydro-Physical Laboratory, State Hydrological Institute). Ограниченный объем статьи не позволяет дать детальное описание всех используемых в модели параметризаций, его можно найти в предшествующих публикациях, ссылки на которые приводятся в тексте. По этой же причине выше было приведено лишь весьма краткое перечисление аналогичных моделей того же класса сложности, с детальным описанием которых можно также ознакомиться, воспользовавшись ссылками на соответствующие публикации.

Модель гидротермического режима почвы с учетом диффузии солей (HPL-SHI)

Основу модели HPL-SHI составляют следующие динамические блоки:

— блок теплового баланса — его задачей является расчет температуры поверхности снега (зимой) или же почвы;

— блок испарения — в нем с учетом растительности и турбулентного обмена рассчитываются потоки влаги и тепла на подстилающей поверхности;

— блок снежного покрова для расчета высоты снежного покрова в период его формирования и таяния, а также динамики тепла и влаги в снежном слое;

— блок влажности почвы, в котором рассчитывается вертикальное распределение влагосодержания, а в зимний период учитывается незамерзшая влага;

— блок солепереноса – в нем рассчитываются диффузия соли в почвенном растворе и профиль солености;

— термический блок для расчета вертикального распределения температуры почвы и определения положения границ талой и мерзлой зон.

Рассмотрим математический формализм каждого из перечисленных блоков и взаимодействие между ними.

Уравнение теплового баланса, составляющее основу соответствующего блока, имеет следующий вид (Анисимов, Белолуцкая, 2003):

$$Q(1-\alpha) - E_{эф}(T_п) - P_т(T_п) - B(T_п) - LE(T_п) = 0. \quad (1)$$

В этом уравнении Q — приходящая солнечная радиация; α — альбедо; $E_{эф}$ — эффективное излучение подстилающей поверхности; $T_п$ — температура поверхности снега или почвы, когда снега нет; $P_т$ — турбулентный поток тепла; B — поток тепла в почву; LE — затраты тепла на испарение. Для расчета эффективного излучения подстилающей поверхности в модели использовалась полуэмпирическая формула (Будыко, 1974):

$$E_{эф}(T_п) = E^0_{эф}(T_п)(1 - 0{,}79n) + 4\delta\sigma T^3(T_п - T_а), \quad (2)$$

где n — балл облачности (в долях единицы); δ — излучательная способность подстилающей поверхности (принимается равной 0,95); σ — постоянная Стефана — Больцмана, равная $5{,}6 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м$^2 \cdot$ К^4); $T_а$ — температура приземного воздуха; $E^0_{эф}(T_п)$ — эффективное излучение при безоблачном небе:

$$E^0_{эф}(T_п) = \delta\sigma T^4_п(0{,}39 - 0{,}058e^{1/2}), \quad (3)$$

e — массовая доля влаги (гПа).

Турбулентный поток рассчитывается при помощи полуэмпирических формул, основанных на представлении о том, что он пропорционален градиенту температуры в приземном слое, скорости ветра у поверхности и обратно пропорционален ее шероховатости:

$$P_т(T_п) = \rho_а c_а v D_т(T_п - T_а). \quad (4)$$

Здесь $\rho_а$ и $c_а$ — соответственно плотность (кг/м^3) и удельная теплоемкость (Дж/(кг $\cdot$ °С)) воздуха, v — скорость ветра (м/с), $D_т$ — безразмерный коэффициент, значение которого для типичных условий заснеженной равнинной местности принимается равным 0,0015. М. И. Будыко предложил объединить коэффициент $D_т$ со скоростью ветра в один параметр — коэффициент внешней диффузии D_v. Его значение к северу от 60-й параллели можно считать равным 0,0063 м/с (Будыко, 1974). Такой обобщенный коэффициент используется при расчетах в тех случаях, когда отсутствуют данные о скорости ветра.

Поток тепла в почву $B(T_п)$ определяется уравнением

$$B = \lambda(dT/dz). \quad (5)$$

Коэффициент теплопроводности λ задается или рассчитывается в зависимости от типа почвы и влажности, а градиент температуры

определяется в процессе итерационного совместного решения уравнения теплового баланса и уравнения переноса тепла, рассматриваемого ниже.

Затраты тепла на испарение рассчитываются в соответствующем блоке при помощи следующих уравнений, записанных раздельно для составляющих, связанных с транспирацией влаги растениями ($E_т$, м/с), и для испарения с оголенной поверхности ($E_ф$, м/с). Транспирационная составляющая лимитирована наименьшей из двух слагающих ее компонент, устьичной проводимостью (компонента $E_{т1}$) и транспортом влаги через корневую систему (компонента $E_{т2}$):

$$E_{т1} = LAI\frac{q_L(T_L) - q_{AL}}{p_а(r_L + r_{AL})}, \qquad E_{т2} = \int_0^{z_к} S_к(W, z)dz; \tag{6}$$

$$E_т = \min\{E_{т1}, E_{т2}\}, \tag{7}$$

$$L_п E_т = R_L - \rho_а c_а \frac{T_L - T_а}{r_{AL}}; \tag{8}$$

$$E_ф = \frac{q_п(T_п) - q_{AL}}{p_а r_{ап}}; \tag{9}$$

$$L_п E_ф = R_п - \rho_а c_а \frac{T_п - T_а}{r_{ап}} - Q_п, \tag{10}$$

где LAI — индекс проективного покрытия листовой поверхности; $q_L(T_L)$ — удельная влажность воздуха (Па) в устьичных отверстиях при температуре листа T_L (°С); $p_а$ — атмосферное давление (Па); q_{AL} — удельная влажность воздуха в межлистном пространстве (Па); r_L — сопротивление переносу пара листовой поверхностью растительного покрова (с/м); r_{AL} — аэродинамическое сопротивление переносу пара и тепла системы лист — межлистное пространство (с/м); $r_{ап}$ — аэродинамическое сопротивление переносу пара и тепла системы почва — межлистное пространство (с/м); $L_п$ — удельная теплота испарения (Дж/кг); $T_а$ — температура воздуха в межлистном пространстве (°С); $q_п(T_п)$ — удельная влажность насыщенного воздуха (Па) при температуре поверхности почвы $T_п$ (°С); $Q_п$ — кондуктивный поток тепла в почву (Вт/м^2); R_L, $R_п$ — соответственно радиационный баланс листьев и поверхности почвы (Вт/м^2); $S_к$ — интенсивность поглощения влаги корнями растений (с$^{-1}$); $z_к$ — глубина распространения корневой системы (м). Обоснование используемых параметризаций и полный вывод уравнений (6)—(10) приведены в публикациях (Лавров, 1990; Курбатова, 2005).

В холодный период года рассчитывается динамика тепла и влаги в снежном покрове. Снег представляет собой многофазную систему,

включающую три фазы воды и воздух. Для нее уравнения сохранения массы и энергии можно записать в следующем виде:

$$\frac{\partial I_{\text{с}}}{\partial t} = \frac{P_N}{\eta_{\text{с}}} + \frac{\partial W_{\text{с}}}{\partial t}\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}\left(D_n \frac{\partial W_{\text{с}}}{\partial z} \right); \tag{11}$$

$$\frac{\partial W_{\text{с}}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{\text{с}} \frac{\partial \psi_{\text{с}}}{\partial z} - K_{\text{с}} \right); \tag{12}$$

$$c_{\text{с}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_{\text{с}} \frac{\partial T}{\partial z} + R_{\text{с}} \right) + c_{\text{с}}\left(K_{\text{с}} \frac{\partial \psi_{\text{с}}}{\partial z} - K_{\text{с}} \right)\frac{\partial T}{\partial z} - L_{\text{в}} \frac{\partial W_{\text{с}}}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial t}; \tag{13}$$

$$c_{\text{с}} = \rho_{\text{л}} I_{\text{с}} c_{\text{л}} + \rho_{\text{в}} W_{\text{с}} c_{\text{в}}, \tag{14}$$

где $\rho_{\text{л}}$, $\rho_{\text{в}}$ — соответственно плотность льда и воды (кг/м^3); $I_{\text{с}}$, $W_{\text{с}}$ — объемное содержание твердой и жидкой фаз воды (доли объема); $c_{\text{л}}$, $c_{\text{в}}$ — удельная теплоемкость льда и воды соответственно (Дж/(кг · °С)); $\psi_{\text{с}}$ — потенциал воды в снеге (мм водного столба); $K_{\text{с}}$ — коэффициент влагопроводности снежного покрова (м/с); P_N — давление вышележащих слоев снега (кг/м^2); $\lambda_{\text{с}}$ — теплопроводность снега (Вт/(м · °С)); $R_{\text{с}}$ — поглощенная радиация (Вт/м^2); $\eta_{\text{с}}$ — коэффициент вязкости снега (м · с); D_n — коэффициент диффузии пара в снеге (м^2/с).

Два источника скрытого тепла, связанные с конденсацией и испарением льда и воды, в уравнение (13) не входят. Здесь присутствует, однако, коэффициент эффективной теплопроводности, который позволяет учитывать связанные с движением пара тепловые эффекты косвенно.

Уравнение (11) описывает изменения плотности твердой фазы воды в снеге в процессе замерзания — таяния, конденсации — испарения и в процессе оседания. Уравнение (12) описывает поток жидкой влаги в талом снеге. Уравнение (13) является уравнением сохранения энергии, записанным в универсальном виде, пригодном для расчета потоков тепла в сухом, талом и слоистом снеге. Для задания верхнего граничного условия уравнения (13) нами используется рассмотренное ранее уравнение теплового баланса (1) на поверхности снега. Нижнее граничное условие определяется решением уравнения теплопереноса. Коэффициент теплопроводности снега $\lambda_{\text{с}}$ и теплоемкость льда $c_{\text{л}}$ рассчитывались по эмпирическим формулам, приведенным в работах (Николенко,1987; Anderson, 1976). В работах (Грей, Мейл, 1986; Morris, 1983) даны выражения для расчета потенциала талой влаги в снеге и коэффициента влагопроводности.

Для решения уравнений, описывающих перенос тепла, влаги и солей в почве с учетом промерзания и оттаивания, в настоящее

время используются два основных подхода. Первый основан на рассмотрении тепловлагопереноса раздельно в талой и мерзлой зонах с привлечением дополнительного условия сшивания на границе этих зон (Катышева, 1974). Во втором подходе рассматривается перенос тепла и влаги в единой среде, содержащей талую и мерзлую зоны, при этом для описания теплоты фазовых переходов вводится понятие эквивалентной теплоемкости и явно учитывается зависимость содержания незамерзшей почвенной влаги от температуры (Зарецкий, Лавров, 1985; Мотовилов, 1977). Преимуществами второго подхода является то, что он позволяет объединить миграцию и инфильтрацию влаги и в вычислительном плане намного легче реализуем, чем схема, содержащая две зоны мерзлой и талой почвы с подвижной границей раздела. По этой причине он был использован при построении модели.

При выводе уравнений были использованы некоторые допущения. По данным экспериментальных исследований, пародиффузивный механизм зимней миграции влаги проявляет себя главным образом при малых значениях влажности (Глобус, 1983). Численная оценка средней аккумуляции влаги вследствие диффузии пара составляет около 2 мм слоя воды за зимний период. В то же время общее влагонакопление в мерзлой зоне в процессе миграции влаги может достигать 100 мм и более. Таким образом, можно пренебречь рассмотрением движения влаги в парообразном состоянии при расчетах миграции зимой и тем более при моделировании инфильтрации влаги в мерзлую почву. При описании процессов тепловлагопереноса также не будем учитывать влияние на тепловой режим почвы процессов сублимации, конденсации и переноса тепла конвективными потоками воздуха, пара и жидкой влаги. Как показывают численные оценки, влияние их на тепловой режим невелико (Кучмент и др., 1983).

С учетом того, что многие мерзлые почвы содержат переохлажденные солевые растворы, целесообразно уравнения тепловлагопереноса, выведенные в работах (Зарецкий, Лавров, 1985; Лавров, Калюжный, 2005), дополнить уравнением солепереноса. Результирующая система уравнений переноса тепла, влаги и соли имеет следующий вид:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right); \tag{15}$$

$$c_{эф}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_в L\frac{\partial W}{\partial t}\vartheta - \rho_в L\frac{\partial W_{нз}}{\partial C}\frac{\partial C}{\partial t}\vartheta; \tag{16}$$

где

$$c_{эф} = c + \rho_в L\frac{\partial W_{нз}(T)}{\partial T}\vartheta; \tag{17}$$

$$\vartheta = \begin{cases} 0 \text{ при } T \geq 0; \\ 0 \text{ при } T < 0 \text{ и } W \leq W_{\text{нз}}(T); \\ 1 \text{ при } T < 0 \text{ и } W > W_{\text{нз}}(T), \end{cases}$$

$$\frac{\partial(W_{\text{нз}}C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{\text{с}}\frac{\partial C}{\partial z}\right) + \frac{\partial(VC)}{\partial z}. \qquad (18)$$

Здесь L — теплота фазового превращения вода — лед (Дж/кг); T — температура почвы (°С); W, $W_{\text{нз}}$ — общее влагосодержание и содержание незамерзшей влаги в почве ($м^3/м^3$); ψ — капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги (м); K — коэффициент влагопроводности почвы (м/с); C — концентрация раствора (промилле); $D_{\text{с}}$ — эффективный коэффициент диффузии соли в почве ($м^2/с$); V — конвективный поток влаги в почве (м/с); ϑ — параметр, учитывающий наличие фазовых переходов вода — лед.

Из уравнения (16) следует, что увеличение влажности в мерзлой зоне при наличии процесса миграции приводит к увеличению температуры, а увеличение концентрации порового раствора, наоборот, к понижению температуры почвы. Изменения же влажности и концентрации рассчитываются по уравнениям (15) и (18). Поскольку уравнения переноса тепла, влаги и соли являются нелинейными и связанными, при их численном решении использовались последовательные и перекрестные итерации конечно-разностной схемы с переменными значениями шагов по координате и времени.

При проведении расчетов по уравнениям (15)—(18) необходимо определить ряд водно- и теплофизических свойств почв. Основными из них являются λ, ψ, K, $W_{\text{нз}}$, $D_{\text{с}}$. Параметры почвенной влаги для мерзлых почв были определены на основании работ (Калюжный, Лавров, 2002; Калюжный и др., 1988; Лавров, 1986; Лавров и др., 1986). Осмотическая составляющая термодинамического потенциала ($\psi_{\text{ос}}$, Дж/кг) рассчитывается в соответствии с законом Вант-Гоффа для слабых растворов:

$$\psi_{\text{ос}} = \frac{C}{M_{\text{р}}} R(T + 273), \qquad (19)$$

где $M_{\text{р}}$ — молекулярный вес растворенного вещества (кг), R — газовая постоянная (Дж/(моль · К)), C — молярная концентрация раствора.

С термодинамическим потенциалом тесно связана еще одна из основных характеристик мерзлых грунтов, а именно зависимость содержания незамерзшей влаги $W_{\text{нз}}$ от температуры и концентрации

порового раствора. Для расчета данной характеристики мы использовали следующую формулу (Калюжный, Лавров, 2002):

$$W_{\text{нз}} = W_3 + (P - W_3)\frac{T_{\text{н}}}{T}, \tag{20}$$

в которой W_3 — влажность (доля объема), соответствующая потенциалу почвенной влаги −5000 Дж/кг, $T_{\text{н}}$ — температура начала замерзания порового раствора, определяемая по формуле (Калюжный, Лавров, 2002):

$$T_{\text{н}} = -4{,}4C_0 - 0{,}13, \tag{21}$$

где C_0 — исходная молярная концентрация порового раствора.

При решении уравнения солепереноса (18) основной параметр — коэффициент диффузии соли в почве. Наиболее распространенным выражением для расчета $D_{\text{с}}$ является следующая формула (Бреслер и др., 1987):

$$D_{\text{с}} = a\exp(bW_{\text{нз}})D_{\text{св}}, \tag{22}$$

где $D_{\text{св}}$ — коэффициент диффузии соли в свободной воде (м^2/с); a, b — эмпирические константы.

Дифференциальные уравнения модели были записаны в конечно-разностном виде и решались методом прогонки. Так как в процессах формирования и таяния снежного покрова плотность твердой фазы снега постоянно изменяется, был разработан алгоритм с переменными шагами по координате h_i. Величина h_i в i-м узле разностной схемы определялась следующим образом:

$$h_i = h_{0i}\frac{\rho_{\text{с}0}}{\rho_{\text{с}i}}, \tag{23}$$

где h_{0i} — начальная величина шага по координате в момент выпадения твердых осадков.

При таянии снежного покрова реализуется ситуация, когда величина шагов по координате стремится к 0. При этом алгоритм, основанный на решении разностных уравнений, перестает работать. Чтобы исключить подобную ситуацию, была разработана следующая процедура.

При уменьшении h_i до некоторого критического значения $h_{\text{кр}}$ число узлов в пространственной сетке уменьшалось на величину, равную числу шагов с $h_i < h_{\text{кр}}$. При этом в новой пространственной сетке шаги с $h_i < h_{\text{кр}}$ суммировались с расположенными рядом.

Для того чтобы сохранялся закон сохранения массы и энергии на сетке, пересчитывались значения $\rho_{\text{с}}$, $W_{\text{с}}$ и T по формулам

$$\rho_{\text{с}i}^{\text{н}}h_i^{\text{н}} = \rho_{\text{с}i}h_i + \rho_{\text{с}i+1}h_{i+1}, \tag{24}$$

$$W_{ci}^{н} h_i^{н} = W_{ci} h_i + W_{ci+1} h_{i+1}, \quad (25)$$

$$c_{ci}^{н} T_i^{н} h_i^{н} = c_{ci} T_i h_i + c_{ci+1} T_{i+1} h_{i+1}, \quad (26)$$

где $h_i^{н} = h_i + h_{i+1}$ — новый шаг по координате; $W_{ci}^{н}$, $\rho_{ci}^{н}$, $c_{ci}^{н}$, $T_i^{н}$ — новые значения влажности, плотности, теплоемкости снега и температуры соответственно.

Расчеты на каждом временном шаге проводились по следующему алгоритму. Вначале рассчитывалось изменение плотности снега под воздействием веса вышележащих слоев, внешней нагрузки и процессов испарения и сублимации. Затем вычислялись новые шаги по вертикальной координате. После этого прогонкой решалось уравнение теплопереноса. В результате определялись температура и влажность снега. Затем рассчитывались значения новых шагов по координате и влажность снега. Если шаги по координате становились меньше заданного, то выполнялись описанная выше процедура изменения пространственной сетки и перерасчет влажности, плотности и температуры по формулам (24)—(26). Затем решалось уравнение влагопереноса и окончательно определялась влажность снега.

Результаты проверки модели HPL-SHI по данным экспериментальных измерений

Было выполнено несколько этапов проверки модели посредством сопоставления результатов расчетов и данных серии опытов по миграции и инфильтрации влаги в гидрофизической лаборатории ГГИ, изложенных в публикациях (Калюжный и др., 1984; Калюжный и др., 1988).

На рис. 1 и 2 приведено сопоставление расчетных и экспериментальных профилей влажности (рис. 1) и температуры (рис. 2) при промерзании почвы. Рассчитанные профили влажности и температуры в процессе промерзания оказались близки к данным наблюдений, что свидетельствует о хорошем качестве модели.

Остановимся подробнее на некоторых аспектах проблемы взаимодействия растворов солей с мерзлыми грунтами. Мерзлые засоленные грунты имеют широкое распространение вдоль побережья севера России, в Якутии, и изучение протекающих в них процессов имеет большое практическое значение. Эта проблема актуальна также и при анализе процессов, происходящих на шельфе арктических морей, верхний слой донных отложений которого находится в многолетнемерзлом состоянии и испытывает воздействие соленой морской воды.

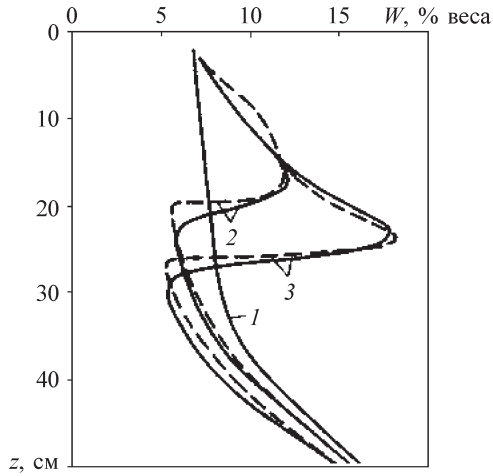


Рис. 1. Динамика измеренных в экспериментах (сплошные линии) и рассчитанных по модели (штриховые линии) профилей влажности при промерзании песка. *1* — начальный профиль; *2*, *3* — профили через 70 и 118 ч после начала опыта. *z* — глубина.

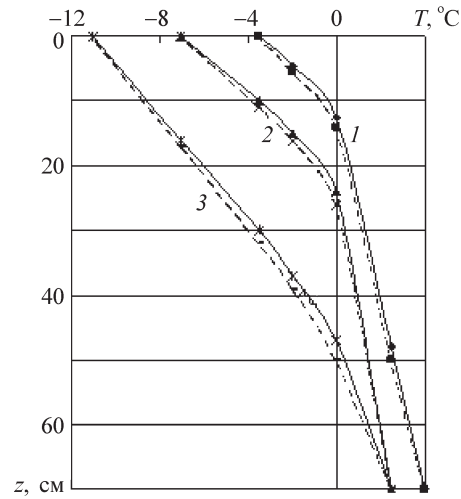


Рис. 2. Динамика измеренных в экспериментах (сплошные линии) и рассчитанных по модели (штриховые линии) профилей температуры при промерзании типичного тяжелосуглинистого чернозема. *1* — профиль через 72 ч после начала опыта; *2* — через 120 ч; *3* — через 192 ч.

При промерзании грунта и отжимании раствора от фронта промерзания вблизи него создается зона повышенной концентрации солей, имеющая пониженную температуру замерзания. Если при этом процесс диффузии соли протекает медленнее, чем процесс промерзания, то в области ниже зоны высокой концентрации возникают условия для нормального процесса кристаллизации и, в частности, формирования нового ледяного прослоя. Концентрационное переохлаждение является одной из причин полосчатой текстуры мерзлых грунтов. Возникающие при этом линзы незамерзающего рассола носят название криопэги.

В связи с тем, что криопэг и окружающий его мерзлый грунт находятся в термодинамическом равновесии (иначе должны происходить процессы таяния или замерзания внутрипорового льда и рассола), температура начала замерзания рассола в криопэге приблизительно равна температуре грунта на глубине расположения криопэгов. Температура же начала замерзания любого раствора характеризует степень минерализации, а при известном значении этого показателя — приближенно его химический состав.

При контакте рассола с мерзлым грунтом, имеющим температуру, отличную от температуры начала замерзания рассола, могут происходить процессы таяния или замерзания рассола. По описанной выше математической модели тепломассопереноса были выполнены расчеты скорости протаивания мерзлых грунтов при их одностороннем взаимодействии с раствором NaCl. В гидрофизической лаборатории было также проведено физическое моделирование этого процесса в диапазоне значений солености 50—250 г/л, верхняя граница которого соответствует криопэгам в сильно засоленных грунтах. Результаты расчетов и данные физических экспериментов оказались близки (таблица).

Была также проведена серия численных экспериментов по расчету температуры, плотности и влажности снега, водоотдачи из снежного покрова, диаметра ледяных зерен. Предварительно были сопоставлены расчетные и экспериментальные результаты, полу-

Расчетные $i_р$ и экспериментальные $i_э$ скорости протаивания мерзлых образцов песка при разных температуре T и концентрации растворов C

T, °C	Скорость протаивания, мм/ч	C, г/л			
		50	100	150	200
−1,0	$i_р$	0,8	1,7	2,4	2,9
	$i_э$	0,9	1,6	2,4	3,0
−2,0	$i_р$	–	0,7	1,5	1,6
	$i_э$	–	0,8	1,5	1,7

ченные при проведении исследований снежного покрова на территории Валдайского филиала ГГИ (ВФ ГГИ). Были сопоставлены теоретические и экспериментальные данные о динамике суточного хода интенсивности снеготаяния и водоотдачи, а также испарения из снежного покрова. Получена хорошая сходимость результатов.

Численные эксперименты по оценке влияния плотности показали, что увеличение плотности снега приводит к увеличению испарения, что согласуется с экспериментальными наблюдениями, выполненными в ВФ ГГИ. Увеличение испарения с увеличением ρ_c можно объяснить увеличением температуропроводности снега и соответственно температуры поверхности снежного покрова, что вызывает повышение давления водяного пара у поверхности снега. С уменьшением высоты снежного покрова величина испарения также увеличивается. Это объясняется влиянием теплового потока из почвы на поверхностную температуру снега.

Были также выполнены расчеты по оценке степени влияния свойств снежного покрова на водный режим почвы, формирующийся в весенний период. На рис. 3 представлены зависимости впитывания талой влаги от высоты снежного покрова H_0 при влажности почвы $W_0 = 0{,}15$ долей объема и средней за зиму температуре $T_0 = -10$ и -20°С. Плотность снега принималась равной 0,3 г/см^3.

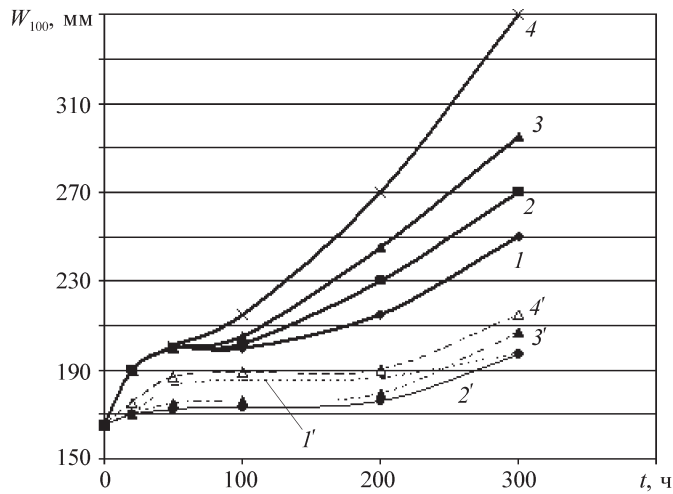


Рис. 3. Зависимость изменения влагозапасов W_{100} в метровом слое легкосуглинистого южного чернозема в процессе впитывания талой влаги от высоты снежного покрова H_0 и средней за зиму температуры воздуха T_0 при исходной влажности осенью 0,15 долей объема. *1*, *1′* — $H_0 = 10$ см; *2*, *2′* — $H_0 = 40$ см; *3*, *3′* — $H_0 = 60$ см; *4*, *4′* — $H_0 = 80$ см; *1—4* — $T_0 = -10$°С; *1′—4′* — $T_0 = -20$°С.

Как следует из результатов моделирования, роль высоты снежного покрова при формировании влагозапасов почвы неоднозначно зависит от температуры и влажности. Так, при $T_0 = -10$°C и $W_0 = 0{,}15$ долей объема эта зависимость является очевидной, с увеличением высоты снежного покрова интенсивность впитывания талой влаги увеличивается. При других соотношениях W_0 и T_0 зависимость практически отсутствует или слабо выражена. По-видимому, это объясняется тем, что при уменьшении высоты снежного покрова на эффект увеличения глубины промерзания накладывается эффект более интенсивного прогрева верхних слоев почвы в предвесенний период. В результате взаимодействия этих двух разнонаправленных явлений, определяющих "запас холода" в почве, зависимость интенсивности впитывания от H_0 иногда отсутствует.

Благодарность

Авторы признательны В. А. Кокореву за техническую помощь в оформлении рукописи. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 11-05-12011-офи-м-2011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. 2003. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIX. СПб: Гидрометеоиздат. С. 21—38.

Аржанов М. М., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Мохов И. И. 2007. Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа). Криосфера Земли. № 4. С. 65—69.

Бреслер Э., Макнил Б. Л., Картер Д. Л. 1987. Солончаки и солонцы. Л.: Гидрометеоиздат. 296 С.

Будыко М. И. 1974. Изменение климата. Л.: Гидрометеоиздат. 280 С.

Володин Е. М., Лыкосов В. Н. 1998. Параметризация процессов тепло- и влагопереноса в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 34, № 4. С. 453—465.

Глобус А. М. 1983. Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена. Л.: Гидрометеоиздат. 280 С.

Грей Д. М., Мейл Д. Х. 1986. Снег. Л.: Гидрометеоиздат. 752 С.

Зарецкий Ю. А., Лавров С. А. 1985. Физико-математическое моделирование процессов тепловлагопереноса в талых и мерзлых почвах. Метеорология и гидрология. № 7. С. 82—88.

Калюжный И. Л., Лавров С. А. 2002. Содержание незамерзшей влаги в почвах речных водосборов при отрицательных температурах. Метеорология и гидрология. № 10. С. 58—68.

Калюжный И. Л., Лавров С. А., Павлова К. К. 1984. Физическое моделирование процессов миграции влаги при промерзании почв. Метеорология и гидрология. № 1. С. 77—89.

Калюжный И. Л., Павлова К. К., Лавров С. А. 1988. Гидрофизические исследования при мелиорации переувлажненных земель. Л.: Гидрометеоиздат. 250 С.

Катышева А. С. 1974. О моделировании миграции почвенной влаги в межвегетационный период. В кн.: Научно-технический бюллетень по агрономической физике. С. 8—22.

Кучмент Л. С., Демидов В. Е., Мотовилов Ю. Г. 1983. Формирование речного стока. М.: Наука. 216 С.

Лавров С. А. 1986. Экспериментальные методы определения влагопроводности мерзлых почв. Труды ГГИ. Вып. 322. С. 74—82.

Лавров С. А. 1990. Математическое моделирование процесса испарения с поверхности почвы. Труды ГГИ. Вып. 334. С. 35—45.

Лавров С. А., Калюжный И. Л. 2005. Математическое моделирование процессов тепло- и массопереноса в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей. В кн.: Третья конференция геокриологов России. Москва, 1—3 июня 2005 г.

Лавров С. А., Курбатова Ю. А. 2005. Математическое моделирование тепловлагообмена и потоков CO_2 на поверхности верхового болота. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 41, № 5. С. 631—642.

Лавров С. А., Морозова Н. С., Павлова К. К. 1986. К вопросу определения параметров влагопереноса мерзлых почв. Труды ГГИ. Вып. 322. С. 46—58.

Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. П., Семиошина А. А. 2007. Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов. Криосфера Земли. № 1. С. 29—36.

Мачульская Е. Е., Лыкосов В. Н. 2009. Математическое моделирование процессов взаимодействия атмосферы и криолитозоны. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46, № 6. С. 736—753.

Мотовилов Ю. Г. 1977. Численное моделирование процесса инфильтраци воды в мерзлую почву. Метеорология и гидрология. № 7. С. 67—76.

Николенко А. В. 1987. Лабораторные определения характеристик диффузии водяного пара в снежном покрове. Метеорология и гидрология. № 6. С. 56—64.

Anderson E. A. 1976. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. NOAA Technical Report NWS 19. P. 150.

Lawrence D. M. and Slater A. G. 2008. Incorporating organic soil into a global climate model. Climate Dynamics. No. 2—3. PP. 145—160.

Morris E. M. 1983. Modeling the flow of mass and energy within snowpack for hydrological forecasting. Ann. Glacial. Vol. PP. 198—203.

Waelbroeck C. 1993. Climate—soil processes in the presence of permafrost: A systems modelling approach. Ecological Modelling. Vol. 6, No. 3—4. PP. 185—225.

КЛИМАТИЧЕСКИЙ СИГНАЛ В ШИРИНЕ ГОДИЧНЫХ КОЛЕЦ ХВОЙНЫХ ДЕРЕВЬЕВ НА СЕВЕРЕ И В ЦЕНТРЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

В. В. Мацковский[1)], *О. Н. Соломина*[2)]

Россия, 119017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН. [1)]matskovsky@igras.ru, [2)]olgasolomina@yandex.ru

Реферат. Рассмотрение климатического отклика всех доступных древесно-кольцевых хронологий сосны, ели и лиственницы (всего 52 хронологии) позволило определить климатические параметры, одинаково влияющие на прирост деревьев в двух крупных регионах — на севере и в центре европейской территории России. Несмотря на сильный локальный сигнал и небольшие коэффициенты корреляции ширины колец с метеорологическими величинами, общим для всех хвойных пород севернее 60° с. ш. является положительный отклик прироста на температуру воздуха летом (минимальная, максимальная, средняя температура воздуха за отдельные месяцы и за сезон). Южнее, на 54—56° с. ш., сигнал меняется, и ширина колец определяется сочетанием двух факторов — тепла и влаги (положительная корреляция с осадками, индексом сухости PDSI, относительной влажностью воздуха). Для всей территории подтверждено наличие отрицательной корреляции прироста ели с температурой конца предыдущего вегетационного сезона.

Ключевые слова. Древесно-кольцевой анализ, климатический отклик ширины колец, ель, сосна, лиственница, дендроклиматология, европейская территория России.

CLIMATIC SIGNAL IN TREE-RING WIDTH OF CONIFERS IN THE NORTH AND CENTRE OF EUROPEAN RUSSIA

V. V. Matskovsky[1)] *and O. N. Solomina*[2)]

Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetnyi per., 119017 Moscow, Russia. [1)]matskovsky@igras.ru, [2)]olgasolomina@yandex.ru

Abstract. The analysis of climatic response of all available 52 tree-ring width chronologies of pine, spruce, and larch allowed the identification of the most important climatic parameters influencing the radial growth of conifer trees in two large regions, homogenous in terms of climate, namely in the northern and central parts of European Russia. Despite the strong local signals and not high coefficients of correlation between the ring width and climatic parameters, it is obvious that all conifers growing to the north of 60° N react positively to summer temperature (minimum,

maximum, mean temperatures of the warm season and individual months). To the south, at the latitude of 54°—56° N the signal is changing and the ring width depends on the combination of two parameters, heat and moisture (positive correlation with precipitation, Palmer drought severity index PDSI, relative air humidity during vegetation). The negative correlation of the spruce ring width with the temperature of the end of previous vegetation season is confirmed for the whole territory of northern and central European Russia.

Key words. Tree-ring analysis, climatic response of tree-ring width, spruce, pine, larch, dendroclimatology, European part of Russia.

Введение

Дендрохронологический метод широко применяется для палеоклиматических реконструкций высокого разрешения. При этом крайне важно иметь представление о том, какие именно климатические параметры отражены в ширине годичных колец разных древесных пород, насколько силен и устойчив этот климатический сигнал. В этой работе представлены результаты дендроклиматического анализа, который был проведен для северной и центральной частей европейской территории России на основе всех доступных дендрохронологических (52 хронологии) и метеорологических данных, включая данные реанализа. Задача этой работы — выявление тех климатических факторов, влияние которых на рост деревьев является наиболее общим и выраженным для всей исследуемой территории.

Район исследования — территория, расположенная между 50° с. ш., 25° в. д. и 70° с. ш., 60° в. д., — показан на рис. 1. В основном это север Европейской России, но территория расширена на юг и на запад, чтобы включить несколько древесно-кольцевых хронологий из Московской и Калужской областей и Финляндии.

Изучением вопроса о климатическом сигнале в хронологиях хвойных на европейской территории России занимались многие исследователи. Известны, например, работы Т. Т. Битвинскаса (1974), А. А. Молчанова (1976), Н. В. Ловелиуса (1979), М. М. Чернавской с соавторами (Chernavskaya et al., 1996), А. В. Пушина с соавторами (2000), Ф. Швайнгрубера и К. Бриффы (Schweingruber, Briffa, 1996), К. Бриффы (Briffa et al., 2001, 2002a, 2002b), Е. В. Лопатина с соавторами (Лопатин, Алексеев, 2009; Lopatin et al., 2008), Ю. М. Кононова с соавторами (Kononov et al., 2009), Д. Е. Румянцева (2010) и других. Обзор литературы показывает, что по сравнению с соседними регионами (Скандинавия, Полярный Урал) северная и центральная части европейской территории России гораздо беднее климатическими реконструкциями высокого разре-



Рис. 1. Район исследования. Кружками обозначены точки расположения хронологий сосны, треугольниками — ели, квадратами — лиственницы. Закрашенными значками обозначены хронологии, созданные в лаборатории дендрохронологии ИГ РАН, пустыми значками — хронологии из ITRDB.

шения. Большинство исследований относятся к дендроархеологии или лесоведению, а задачи этих дисциплин в значительной степени отличаются от задач дендроклиматологии. Дендроклиматологами в большей степени изучена наиболее северная часть европейской территории России, но здесь исследователи в основном концентрировались на изучении хронологий максимальной плотности. Климатический сигнал в хронологиях по ширине годичных колец менее изучен, а обобщающие работы, охватывающие совместно северную и центральную части Европейской России, отсутствуют.

Материалы и методы

Древесно-кольцевые данные

Всего в работе использовано 52 древесно-кольцевые хронологии. Из них 49 хронологий построены на основе измерений ширины годичных колец живых на момент отбора образцов деревьев. Это — 26 хронологий по сосне обыкновенной (*Pinus sylvestris*), 14 хронологий по ели сибирской и ели европейской (*Picea obovata, Picea abies*) и 9 хронологий по лиственнице сибирской (*Larix sibirica*). Положение этих хронологий в пространстве для каждого рода деревьев показано на рис. 1. Еще 3 хронологии содержат измерения колец как живых деревьев, так и древесины из деревянных построек, археологических раскопок или погребенных в озерах и торфяниках деревьев. 42 из 49 использованных древесно-кольцевых хронологий взяты из Международного древесно-кольцевого банка данных ITRDB (International Tree Ring Database, http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/treering.html). Использованы все

хронологии по живым деревьям из этой базы данных, находящиеся в районе исследования. 7 хронологий построены в лаборатории дендрохронологии Института географии РАН. Они расположены по трансекту север — юг и дополняют данные из ITRDB (рис. 1).

Климатические данные

В данной работе использовались несколько архивов метеоданных ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru/). Архив по 223 метеостанциям на территории бывшего СССР (Razuvayev et al., 1993; 66 станций для исследуемой территории) с суточными данными о минимальной T_{min}, максимальной T_{max}, средней $\overline{T}$ температуре воздуха и осадках P был предварительно проверен на ошибки и выбросы. В архиве содержатся данные до 2008 г. включительно. По исправленным суточным данным были рассчитаны ежемесячные значения минимальной, максимальной, средней температуры воздуха и атмосферных осадков, а также агроклиматические характеристики: годовая сумма температуры больше 0°C ($T > 0$), 5°C ($T > 5$), 10°C ($T > 10$) и 15°C ($T > 15$), сумма осадков за период с отрицательной температурой $P(T < 0)$, с температурой больше 0°C $P(T > 0)$, 5°C $P(T > 5)$, 10°C $P(T > 10)$ и 15°C $P(T > 15)$ и гидротермический коэффициент Селянинова.

Также в нашем распоряжении имелся архив метеоданных с 455 метеостанций на территории бывшего СССР (117 станций для исследуемой территории) с ежемесячными данными о температуре воздуха и осадках до 2007 г. включительно (http://meteo.ru/). Дополнительно использовался архив данных о ежемесячных значениях температуры на 476 метеостанциях России (http://meteo.ru/climate/descrip2.htm; 149 станций для исследуемой территории), который содержит данные до 2006 г. включительно.

Использовались также сеточные метеоданные CRU TS 3.0 (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/) с ежемесячными значениями за период 1901—2005 гг. и с разрешением 0,5° по широте и долготе. Сеточные данные получены интерполяцией измерений на метеостанциях (Mitchell et al., 2004; Mitchell, Jones, 2005). В них содержатся следующие параметры: минимальные, максимальные и средние значения температуры воздуха, количество осадков, облачность (%), амплитуда суточной температуры, частота морозных дней, частота дней с осадками и давление водяного пара.

В дополнение к метеоданным использовались данные реанализа за XX в. (20th Century Reanalysis V2 (Compo et al., 2011)), полученные с веб-сайта Национального управления по исследованию океанов и атмосферы (США) (http://www.esrl.noaa.gov/psd/). В него, в частности, входят влажность почвы, толщина снежного покрова,

влагосодержание воздуха, облачность, суммарная транспирация и другие величины, ежемесячные значения которых были использованы в данной работе. Пространственное разрешение данных — около 2° по широте и долготе. Хотя точность воспроизведения этими моделями многих условий пока далека от идеала, сравнение древесно-кольцевых данных с ними представляет определенный интерес, так как все эти величины могут напрямую или косвенно влиять на рост деревьев.

Для дендроклиматического анализа также использовались две интегральные характеристики, одновременно учитывающие изменения температуры и осадков, — индекс суровости засухи Палмера (Palmer Drought Severity Index, PDSI) и влажность почвы. Индекс PDSI отражает не только засушливые условия, но и условия переувлажнения. Мы использовали глобальный архив данных с ежемесячными значениями индекса PDSI с 1870 по 2002 г. в узлах сетки с разрешением 2,5° по широте и долготе (Dai et al., 2004). Индекс интересен для дендроклиматологов, с одной стороны, тем, что обращается к социально-значимой проблеме засух, а с другой — тем, что его связь с радиальным приростом деревьев весьма значительна в засушливых регионах и легко интерпретируема. В качестве информации о влажности почвы использовался архив модельных данных о глобальной влажности почвы CPC Soil Moisture (Fan, van den Dool, 2004) (http://www.esrl.noaa.gov/psd/). Архив представляет собой ежемесячные модельные данные с разрешением 0,5° по широте и долготе за период с 1948 г. и до текущего года.

Для сопоставления прироста деревьев с характеристиками циркуляции атмосферы мы использовали пять индексов циркуляции для Северного полушария с веб-сайта http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml): North Atlantic Oscillation (NAO) — североатлантическое колебание и дальние связи: East Atlantic (EA) — восточно-атлантическая связь, East Atlantic/Western Russia (EAWR) — восточно-атлантическая — западнороссийская, Scandinavia (SCAND) — скандинавская и Polar/Eurasia (POLAR) — полярная.

Методика исследования

Обработка образцов на дендрохронологический анализ проводилась в дендрохронологической лаборатории Института географии РАН в соответствии с общепринятыми методическими требованиями древесно-кольцевого анализа (Шиятов и др., 2000; Cook, Kairiukstis, 1990). Измерения ширины годичных колец произведены на полуавтоматической установке LINTAB с точностью 0,01 мм. Далее данные о ширине годичных колец подвергались перекрестной

датировке в программе TSAP-Win с последующей проверкой в программе COFECHA (Holmes, 1983). С помощью этой же программы проводили контроль качества измерений и поиск выпадающих и ложных колец. Для целей стандартизации и удаления возрастного тренда использовалась программа ARSTAN. Поскольку наиболее тесные корреляции с метеовеличинами показали остаточные хронологии (RES), они и были использованы для анализа всего массива данных.

Для определения статистических связей между разными климатическими параметрами и шириной годичного кольца использовался корреляционный анализ. Рассчитывались коэффициенты корреляции Пирсона дендрохронологических данных с ежемесячными или ежегодными параметрами за год прироста и за предшествующий год. Для вычисления пространственных корреляций с сеточными климатическими данными древесно-кольцевые данные, заданные в точках отбора образцов, были преобразованы в поля значений в узлах сетки с шагом 0,5° по широте и долготе. В каждом узле координатной сетки осреднялись индексы всех хронологий, расположенных ближе 400 км к этому узлу. Вес каждой хронологии в узле зависит от расстояния — чем больше расстояние (по сравнению с другими хронологиями), тем меньше вес.

Результаты. Климатический отклик древесно-кольцевых хронологий

В результате статистического анализа были составлены таблицы отклика остаточных хронологий по живым деревьям на разные климатические параметры за период 1950—1990 гг. По этим таблицам для каждого рода деревьев были определены климатические параметры, с которыми статистически значимо коррелирует большая часть хронологий этого рода. Использование сеточных архивов дополнительно позволило рассмотреть пространственные корреляции поля древесно-кольцевых данных с полями климатических параметров. Кроме того, все использованные сеточные архивы начинаются не позже 1901 г. Таким образом, общий период климатических и древесно-кольцевых данных составил уже не 40, а 90 лет: с 1901 по 1990 г. Был проведен корреляционный анализ со всеми девятью параметрами из сеточного архива CRU TS 3.0, с индексом сухости PDSI и с несколькими величинами реанализа: атмосферным давлением, толщиной снежного покрова, облачностью, влажностью почвы и суммарной транспирацией. Всего построено около 1000 карт, показывающих пространственную корреляцию индексов ширины колец сосны, ели и лиственницы со всеми метеорологическими величинами, перечисленными выше в разделе

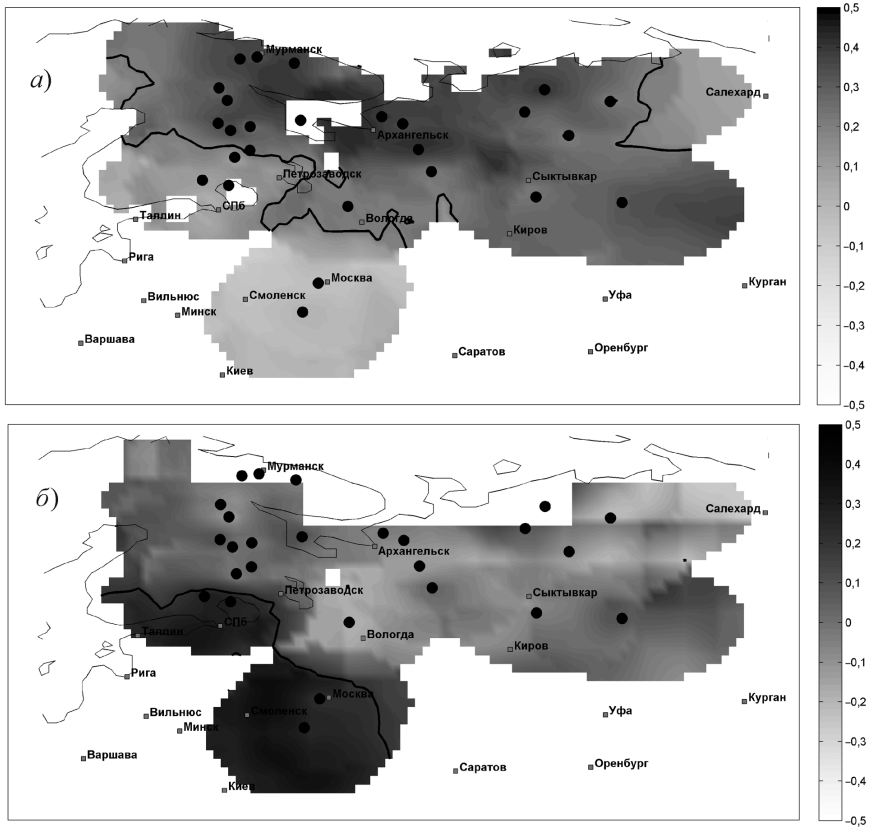


Рис. 2. Пространственные корреляции поля древесно-кольцевых данных сосны с минимальной температурой в мае — августе (*а*), а также с индексом сухости PDSI в июне — июле (*б*). Здесь и на других рисунках жирной линией показана граница значимых корреляций (p = 0,05). Период 1901—1990 гг. Черные точки — расположение древесно-кольцевых хронологий.

“Климатические данные”. Они были проанализированы для выявления пространственных закономерностей климатического отклика хвойных на исследуемой территории. Шесть таких карт — по две для каждого вида деревьев — приведены ниже для примера.

На рис. 2 показаны корреляции поля древесно-кольцевых хронологий сосны с минимальной температурой в мае — августе и индексом сухости PDSI в июне — июле. Из сопоставления этих двух рисунков видно, что севернее примерно 54—56° с. ш. прирост сосны регулируется в большой степени термическим фактором, тогда как в районе, расположенном южнее, он зависит от увлажненности, т. е.

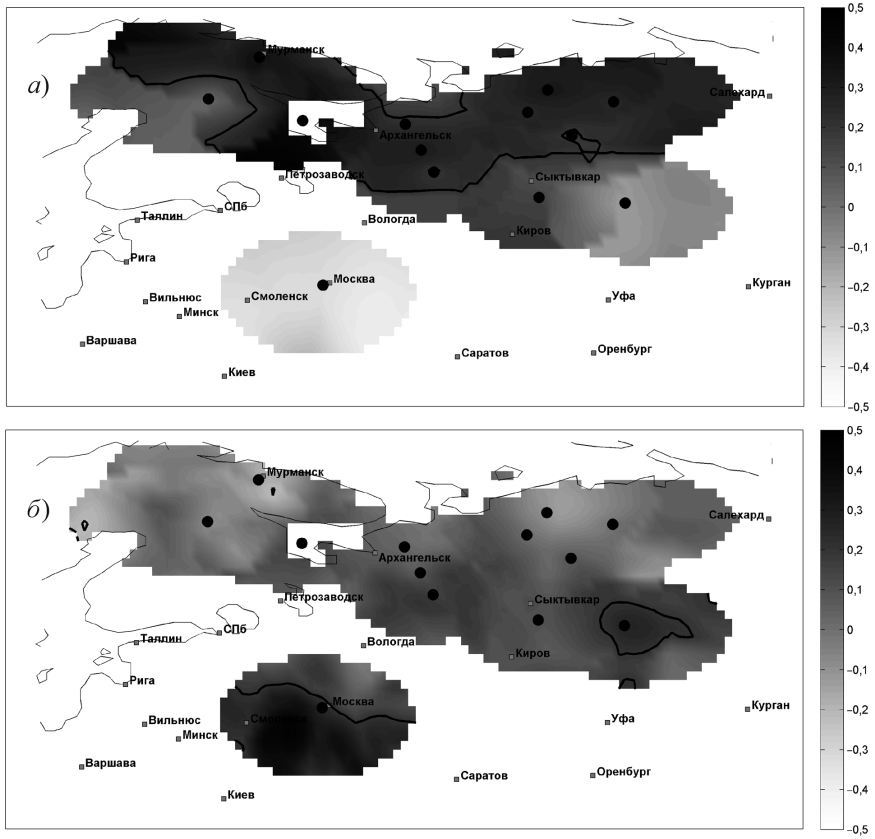


Рис. 3. Пространственные корреляции поля древесно-кольцевых данных ели со средней температурой воздуха в июне — июле (*а*) и с атмосферными осадками в июле (*б*).

от соотношения тепла и влаги. Для ели (рис. 3) обнаруживается сходная закономерность: северные хронологии положительно реагируют на температуру воздуха в июне — июле, а хронология из московского региона — на атмосферные осадки в июле. Хронологии лиственницы в северо-восточном районе положительно реагируют на температуру (рис. 4*а*), а в районе Москвы и Санкт-Петербурга — на относительную влажность воздуха (рис. 4*б*).

В целом анализ показал, что реакция хвойных деревьев на климатические параметры может быть очень разной. Поскольку эта реакция зависит от многих экофизиологических параметров, ее неоднозначность, обнаруженная для индивидуальных пробных площадей, не является неожиданностью. Тем не менее в целом в

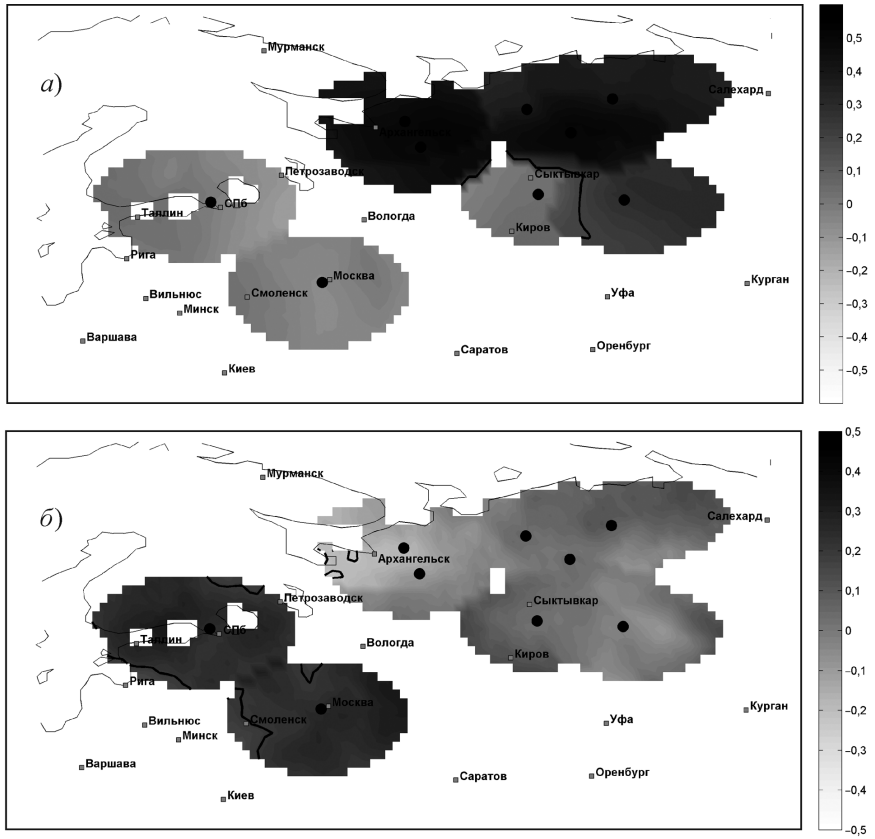


Рис. 4. Пространственные корреляции поля древесно-кольцевых данных лиственницы с минимальной температурой воздуха в июне (*а*) и с относительной влажностью воздуха в августе предыдущего года (*б*).

этой пестроте прослеживаются ясные закономерности, которые можно проследить на картах. В таблице приводится обобщение результатов статистического анализа. В ней показаны только те параметры, с которыми у большинства исследованных площадок обнаружены статистически значимые корреляции.

Рассмотрение климатического отклика всех доступных хронологий на территории исследования позволило определить климатические параметры, одинаково влияющие на прирост деревьев в пределах двух основных регионов — севера и центра европейской территории России — и отсеять локальные сигналы. В частности, мы установили, что, несмотря на сильный локальный сигнал и небольшие коэффициенты корреляции ширины колец с метео-

Основные факторы, влияющие на прирост хвойных пород

Район Европейской России	Знак отклика	Сосна	Ель	Лиственница
Север	+	T_{min}, V—VIII $\overline{T}$, VI—VII T_{max}, VI—VII	*f*, VIp З, VIIp $\overline{T}$, VI—VII p_a, II	T_{min}, VI $\overline{T}$, VI
	–	*N*, VI—VII *Tr*, VIIp	($T > 10$)p T_{min}, VIp $P(T > 15)$p	NAO, IX
Центр	+	*P*, VI—VII PDSI, VI—VII	*P*, Xp—III PDSI, VII	*P*, VI *f*, VIIp, VIIIp
	–		$\overline{T}$, VI—VII	$\overline{T}$, VIIp, VIIIp
Вся территория	+	T_{min}, Xp—IX $\overline{T}$, Xp—IX	PDSI, I	
	–	З, IV—IX	T_{min}, VIIIp	p_a, XIIp

Примечание. Римскими цифрами обозначены месяцы, буквой p — параметры предыдущего года (относительно года прироста). *P* — осадки, p_a — давление, *f* — относительная влажность, *N* — облачность, *Tr* — транспирация, З — заморозки.

рологическими величинами, общим для всех хвойных пород севернее 60° с. ш. является положительный отклик приростов на температуру воздуха летом (минимальная, максимальная, средняя температура воздуха за отдельные месяцы и сезон). В центральном секторе на широте 54—56° с. ш. сигнал меняется, и ширина колец определяется сочетанием двух факторов — тепла и влаги (осадки, индекс сухости PDSI, относительная влажность). На прирост ели и лиственницы часто оказывают влияние условия предыдущего года, тогда как для сосны они не так важны. Для всей территории подтверждено наличие отрицательных корреляций прироста ели с температурой конца предыдущего вегетационного сезона. Важно отметить генеральное сходство реакции разных хвойных пород на климатические параметры в пределах исследуемого региона. Это является теоретическим основанием для создания сводных хронологий по хвойным породам в пределах означенных территорий, что крайне важно для палеоклиматологических исследований и задач археологического датирования.

Дискуссия

Полученные результаты, представленные в этой статье, в целом хорошо согласуются с выводами наших предшественников, которые, однако, в большинстве своем имели более частный характер. Нам не известно ни одной работы, где для корреляционного анализа использовался бы столь же обширный и разнообразный

набор параметров. Ниже мы приводим ссылки на некоторые из наиболее близких по тематике работ.

В. А. Липаткин и Д. Е. Румянцев (Дендрохронологическая информация..., 2007) анализировали связь хронологий сосны и ели из Московской области с ежемесячными осадками и температурой (1944—1997 гг.). Они установили, что хронологии имеют значимую положительную связь с осадками в марте и отрицательную — с температурой в июне. Для ели также значима корреляция с осадками в июле и температурой в августе (отрицательная) прошлого года. В книге Т. Т. Битвинскаса (1974) в основном рассматривается климатический отклик сосны на территории современной Литвы, но также присутствуют данные о Новгородской области и Карелии. Им установлена связь радиального прироста с гидротермическим показателем, коэффициентом запаса влаги, а также с солнечной активностью. Г. Б. Гортинский и А. И. Тарасов (1969) исследовали динамику прироста еловых древостоев в Ленинградской, Ярославской и Калининской (Тверской) областях. Они пришли к выводу, что однотипная динамика годичного прироста еловых лесов прослеживается на значительных расстояниях, и поэтому ее можно считать общегеографическим признаком, типичным для всей подзоны южной тайги. Авторы считают, что черты сопряженности годичного прироста были связаны с неустойчивостью водного режима древостоев в период максимального прироста в июне и июле. Е. В. Дмитриева (1975) изучала динамику прироста сосны и ели в районах северо-запада Карельского перешейка и Южной Карелии и выявила угнетения в годы с малым количеством осадков в период вегетации и с понижением температуры в зимний период. М. М. Чернавская и А. В. Пушин (Изменчивость климата..., 1995) заметили одинаково отрицательную реакцию сосны на температуру июня в северной и центральной части Европейской России (Новгородская и Ленинградская области), однако этот вывод основан на анализе коротких (1943—1978 гг., 36 лет) рядов метеоданных, использованных для построения функции отклика древесно-кольцевых хронологий. В работах Е. В. Лопатина (Лопатин, 2010; Lopatin et al., 2007) исследуется отклик хронологий сосны и ели в Республике Коми на среднемесячные значения температуры и осадков. Доля дисперсии радиального прироста сосны и ели в Республике Коми, объясненная среднемесячной температурой, варьируется от 22 до 41%, осадками — от 19 до 38%. Доля дисперсии радиального прироста, объясненная одновременным сочетанием температуры и осадков, варьируется от 43 до 70%. А. А. Молчанов (1976) анализировал влияние климатических факторов на рост хвойных

пород в Мурманской, Архангельской, Ленинградской областях, Карелии, Вологодской, Ярославской, Ивановской, Новгородской, Смоленской, Московской, Рязанской, Тульской областях и др. и пришел к выводу, что изменения прироста тесно связаны с термическими условиями и количеством осадков; к югу влияние температуры ослабевает, а осадков — усиливается.

Одним из самых значительных исследований климатического отклика хронологий по ширине и плотности годичных колец хвойных деревьев в Северном полушарии является работа К. Бриффы и соавторов (Briffa et al., 2002a). Эти авторы обнаружили положительную корреляцию большинства хронологий хвойных вблизи северной границы леса со средней температурой в июне — августе за период 1881—1984 гг. Интересно, что корреляции построенной ими обобщенной хронологии по Северной Европе с температурой гораздо выше, чем средняя корреляция индивидуальных хронологий.

Отрицательный отклик хронологий ели на климатические параметры предыдущего года необходимо обсудить отдельно. В работе Х. Макинена и соавторов (Makinen et al., 2002) также обнаружен отрицательный отклик на значения температуры лета предыдущего года для хронологий ели европейской из юго-западных районов Германии, а также из Норвегии и Финляндии. Авторы объясняют его тем, что повышенная температура в конце лета приводит к цветению деревьев в следующем сезоне, что уменьшает радиальный прирост из-за большого расхода продуктов фотосинтеза на продукцию пыльцы и семян. Они подтверждают это ссылками на ряд исследований: Leikola et al., 1982; Mielikainen et al., 1998. Наличие аналогичного отклика, но уже у сосны обыкновенной в Финляндии описано в статье С. Хеламы и соавторов (Helama et al., 2005). В. А. Липаткин и Д. Е. Румянцев (Дендрохронологическая информация ..., 2007, с. 101—113) в обзоре литературы, посвященной влиянию климатических факторов на прирост ели европейской в разных частях ареала, заключают, что данный вид “иногда демонстрирует смещенную на год отрицательную реакцию на засушливые условия летних месяцев (высокая температура, малое количество осадков)”. Это согласуется с нашим исследованием по отношению к температуре. В той же монографии (с. 113—125) они отмечают наличие отрицательного отклика хронологии ели из Московской области на температуру августа предыдущего года. Е. В. Лопатин и соавторы (Lopatin et al., 2007), в отличие от нас, не обнаружили значимого отрицательного отклика ели на температуру предыдущего лета ни для одной из трех площадок в Республике Коми.

Данное исследование показывает, что отрицательный отклик на температуру воздуха в предыдущем вегетационном сезоне является одной из характерных особенностей хронологий ели (как европейской, так и сибирской) в северной и центральной частях европейской территории России.

Таким образом, выводы, полученные в этой работе на основе корреляционного анализа 52 древесно-кольцевых хронологий сосны, ели и лиственницы на Восточно-Европейской равнине (54—69° с. ш.) с 15 метеорологическими величинами, согласуются с данными наших предшественников, но, будучи полученными по единой методике и на большом статистическом материале, позволяют с большей достоверностью оценить тесноту связи между климатом и шириной колец и пространственные закономерности изменчивости этой связи.

Благодарность

Авторы выражают благодарность сотрудникам отдела гляциологии ИГ РАН и другим людям, помогавшим в сборе и обработке дендрохронологического материала: В. Н. Михаленко, Л. И. Лазуковой, Д. Е. Румянцеву, Н. А. Кренке, В. В. Грязновой, Ю. З. Мацковской. Мы благодарим А. Б. Шмакина за предоставление архивов метеоданных.

Финансирование проекта — за счет РФФИ (гранты 11-05-10074-к и 09-05-00982).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Битвинскас Т. Т. 1974. Дендроклиматические исследования. Л.: Гидрометеоиздат. 172 С.

Гортинский Г. В., Тарасов А. И. 1969. О географической сопряженности годичного прироста. В кн.: Механизмы взаимодействия растений в биогеноценозах тайги. Л.: Наука. С. 40—50.

Дендрохронологическая информация в лесоводственных исследованиях. 2007. Под ред. В. А. Липаткина, Д. Е. Румянцева. М.: ГОУ ВПО МГУЛ. 137 С.

Изменчивость климата Европы в историческом прошлом. 1995. Под ред. А. Н. Кренке. М.: Наука. 224 С.

Ловелиус Н. В. 1979. Изменчивость прироста деревьев: Дендроиндикация природных процессов и антропогенных воздействий. Л.: Гидрометеоиздат. 232 С.

Лопатин Е. В. 2010. Анализ динамики радиального прироста основных лесообразующих пород Республики Коми. Автореферат диссертации на соискание ученой степени к. с.-х. н. СПб. 20 С.

Лопатин Е. В., Алексеев А. С. 2009. Сравнительный анализ идентификации трендов в приростах по диаметру и высоте ели сибирской и сосны обыкновенной в Республике Коми. Известия Санкт-Петербургской лесотехнической академии. Вып. 189. С. 24—31.

Молчанов А. А. 1976. Дендроклиматические основы прогнозов погоды. М.: Наука. 167 С.

Пушин А. В., Чернавская М. М., Черных Н. Б. 2000 Климатические экстремумы и аномалии прироста древесины в XVI—XIX веках на севере Русской равнины. Российская археология. № 4. С. 86—99.

Румянцев Д. Е. 2010. История и методология лесоводственной дендрохронологии. М.: Изд. МГУЛ. 110 С.

Шиятов С. Г., Ваганов Е. А., Кирдянов А. В., Круглов В. Б., Мазепа В. С., Наурзбаев М. М., Хантемиров Р. М. 2000. Методы дендрохронологии. Ч. I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации. Учебно-методическое пособие. Красноярск: КрасГУ. 80 С.

Briffa K. R., Osborn T. J., Schweingruber F. H., Harris I. C., Jones P. D., Shiyatov S. G., and Vaganov E. A. 2001. Low frequency temperature variations from a northern tree-ring density network. J. Geophys. Res. Vol. 106, No. D3. PP. 2929—2941.

Briffa K. R., Osborn T. J., Schweingruber F. H., Harris I. C., Jones P. D., Shiyatov S. G., and Vaganov E. A. 2002a. Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere. Part 1. Local and regional climate signals. The Holocene. Vol. 12, No. 6. PP. 737—757.

Briffa K. R., Osborn T. J., Schweingruber F. H., Harris I. C., Jones P. D., Shiyatov S. G., and Vaganov E. A. 2002b. Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere. Part 2. Spatio-temporal variability and associated climate patterns. The Holocene. Vol. 12, No. 6. PP. 759—789.

Chernavskaya M. M., Pushin A. V., and Zemtsov D. Y. 1996. Growth response to circulation processes over the northwestern part of the Russian Plain. Dendrochronologia. No. 14. PP. 181—191.

Compo G. P., Whitaker J. S., Sardeshmukh P. D., Matsui N., Allan R. J., Yin X., Gleason Jr. B. E., Vose R. S., Rutledge G., Bessemoulin P., Bronnimann S., Brunet M., Crouthamel R. I., Grant A. N., Groisman P. Y., Jones P. D., Kruk M. C., Kruger A. C., Marshall G. J., Maugeri M., Mok H. Y., Nordli O., Ross T. F., Trigo R. M., Wang X. L., Woodruff S. D., and Worley S. J. 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. Vol. 137. PP. 1—28. doi: 10.1002/qj.776.

Cook E. R. and Kairiukstis L. A. 1990. Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences. Dordrecht: Kluwer. 394 P.

Dai A., Trenberth K. E., and Qian T. 2004. A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870—2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. J. Hydrometeorology. Vol. 5. PP. 1117—1130.

Fan Y. and van den Dool H. 2004. Climate Prediction Center global monthly soil moisture data set at 0.5 degree resolution for 1948 to present. J. Geophys. Res. Vol. 109. D10102, doi: 10.1029/2003JD004345.

Helama S., Lindholm M., Merilainen J., Timonen M., and Eronen M. 2005. Multicentennial ring-width chronologies of Scots pine along a north—south gradient across Finland. Tree-ring Research. Vol. 61, No. 1. PP. 21—32.

Holmes R. L. 1983. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. Tree-Ring Bulletin. Vol. 43. PP. 69—78.

Kononov Yu. M., Friedrich M., and Boettger T. 2009. Regional summer temperature reconstruction in the Khibiny low mountains Kola Peninsula, NW Russia by means of tree-ring width during the last four centuries. Arctic, Antarctic, and Alpine Res. Vol. 41, No. 4. PP. 460—468.

Leikola M., Raulo J., and Pukkala T. 1982. Mannyn ja kuusen siemensadon vaihteluiden ennustaminen. Summary: Prediction of the variations of the seed crop of Scots pine and Norway spruce. Folia For. Vol. 537. PP. 1—43.

Lopatin E., Kolstrom T., and Spiecker H. 2007. Impact of climate change on radial growth of Siberian spruce and Scots pine in Northwestern Russia. Forest. Vol. 4. No. 1. PP. 28—41. http://www.sisef.it/.

Lopatin E., Kolstrom T., and Spiecker H. 2008. Long-term trends in radial growth of Siberian spruce and Scots pine in Komi Republic (Northwestern Russia). Boreal Environment Res. Vol. 13. PP. 539—552.

Makinen H., Nojd P., Kahle H.-P., Neumann U., Tveite B., Mielikainen K., Rohle H., and Spiecker H. 2002. Radial growth variation of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) across latitudinal and altitudinal gradients in central and northern Europe. For. Ecol. Manage. Vol. 171. PP. 243—259.

Mielikainen K., Nojd P., Pesonen E., and Timonen M. 1998. Puun muisti. Kasvun vaihtelu paivasta vuosituhanteen. Finnish Forest Research Institute. Research Papers No. 703. 71 P.

Mitchell T. D., Carter T. R., Jones P. D., Hulme M., and New M. 2004. A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: The observed record (1901—2000) and 16 scenarios (2001—2100). Norwich, UK: Tyndall Centre, UEA. Tyndall Working Paper 55.

Mitchell T. D. and Jones P. D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. Int. J. Climatol. Vol. 25. PP. 693—712.

Razuvayev V. N., Apasova E. G., Martuganov R. A., Steurer P., and Vose R. 1993. Daily Temperature and Precipitation Data for 223 U.S.S.R. Stations. ORNL/CDIAC, Numerical data package — 040. Oak Ridge, Tennessee, USA: Oak Ridge National Laboratory.

Schweingruber F. H. and Briffa K. R. 1996. Tree-ring density networks for climate reconstruction. In: Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years. P. D. Jones, R. S. Bradley, and J. Jouzel (eds.). NATO ASI Series 141. Berlin: Springer. PP. 43—66.

ОЦЕНКА КЛИМАТИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ РОССИИ В СЕРЕДИНЕ XXI ВЕКА

В. М. Катцов[1)], *В. П. Мелешко, Е. Д. Надежина, Т. В. Павлова, И. М. Школьник*

Россия, 194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7, Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова. [1)]director@main.mgo.rssi.ru

Реферат. Для количественной оценки будущих климатических изменений, а также соответствующих последствий для пожароопасности в лесах и деградации вечной мерзлоты на территории России с необходимой для этого детализацией в географическом и вероятностном пространствах используется система сложных численных моделей, разработанных в Главной геофизической обсерватории. С помощью глобальной климатической модели генерируется ансамбль граничных условий для региональной климатической модели (с разрешением 25 км по горизонтали и 25 уровней по вертикали). Две расчетные области региональной модели целиком покрывают территорию России. Результаты ансамблевых расчетов с региональной климатической моделью являются входными параметрами диагностических соотношений для пожароопасности в лесах, а также для одномерной модели вечной мерзлоты (60 уровней). Обсуждаются полученные оценки изменений пожароопасности и характеристик вечной мерзлоты в середине XXI в.

Ключевые слова. Моделирование регионального климата, оценки будущих изменений климата, вечная мерзлота, лесные пожары.

ASSESSMENT OF CLIMATE IMPACTS ON NATURAL SYSTEMS IN RUSSIA IN THE MIDDLE OF THE 21st CENTURY

V. M. Kattsov[1)], *V. P. Meleshko, E. D. Nadyozhina, T. V. Pavlova, and I. M. Shkolnik*

Voeikov Main Geophysical Observatory, 7, ul. Karbysheva, 194021 St. Petersburg, Russia. [1)]director@main.mgo.rssi.ru

Abstract. A system of complex numerical models developed at the Main Geophysical Observatory is employed to quantify future climate changes and corresponding impacts on wildfire risks and permafrost thawing over the territory of Russia with necessary specification in geographic and probability spaces. The global climate model generates an ensemble of boundary conditions to be used in regional climate model runs (with 25-km horizontal resolution and 25 levels in the vertical). Two domains of the regional model cover completely the territory of Russia.

The ensemble of outputs of the regional climate model is used as input parameters for diagnostic relationships for wildfire risks and for the one-dimensional 60-level permafrost model. Discussed are the quantitative estimates of the wildfire risk and changes in permafrost variables by the mid-21st century.

Key words. Regional climate modeling, future climate change estimates, permafrost, wildfires.

Введение

"Глобальное потепление не вызывает сомнений" — теперь, пожалуй, не только у Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), но и у многих, даже самых последовательных из так называемых "климатических скептиков". Вероятность того, что глобальное потепление будет усиливаться на протяжении XXI в. на фоне собственной изменчивости климатической системы и колебаний в естественных внешних воздействиях, оценивается МГЭИК как весьма высокая (Climate Change 2007, 2007). Результаты исследований многолетних изменений температуры воздуха отражены в многочисленных публикациях. Для территории России, рассматриваемой в настоящем исследовании, на фоне большого числа таких публикаций выделяются исследования, проводимые под руководством Г. В. Грузы (Груза и др., 1977; Груза, Ранькова, 2003, 2009; Груза и др., 2007).

Все без исключения известные сложные физико-математические модели глобальной климатической системы прогнозируют дальнейшее повышение средней глобальной температуры воздуха в ответ на увеличение концентраций парниковых газов в атмосфере.

Но глобальное потепление — лишь одно из проявлений изменения климата. Очевидно, наибольший практический интерес представляют происходящие и ожидаемые региональные изменения климата, в особенности же изменения его "экстремальности", в том числе статистики опасных явлений, а также последствия этих изменений.

В то же время неопределенность оценок ожидаемых изменений климата даже для одних и тех же сценариев внешних воздействий на климатическую систему существенно возрастает при переходе от глобальных масштабов к региональным. Разумеется, разброс оценок обусловлен не только пространственным разрешением глобальных моделей, но и различиями модельных описаний компонентов климатической системы, учетом либо пренебрежением теми или иными климатически значимыми процессами и обратными связями.

В рассматриваемом контексте территория нашей страны заслуживает особого внимания, и не только потому, что по данным

наблюдений она относится к наиболее быстро “теплеющим” регионам Земли (Груза, Мещерская, 2008) со впечатляющим разнообразием климатических воздействий на природные системы, население и экономику страны (Оценочный доклад ...,2008; Катцов, Порфирьев, 2011). Бореальный лес и вечная мерзлота, занимающие столь значительную часть территории России, в контексте глобального потепления находятся в сложном взаимодействии друг с другом и могут играть важную роль в глобальном углеродном цикле. Вопрос о соотношении мощности естественных стоков и источников углерода в условиях глобального потепления помещает территорию нашей страны в центр внимания мирового научного сообщества (Groisman et al., 2009). Современные оценки потенциала как стоков, так и источников углерода на территории России варьируют в очень широких диапазонах — от тревожных до оптимистических (Shuman et al., 2011; Замолодчиков и др., 2007, 2005) и от нигилистических до катастрофических (Kattsov et al., 2009) соответственно.

С другой стороны, на региональном уровне повышение пожароопасности в лесах и деградация вечной мерзлоты входят в число наиболее серьезных климатических угроз устойчивому развитию России. Соответствующие количественные оценки ожидаемых изменений, получаемые с помощью глобальных климатических моделей (Павлова и др., 2007), очевидно, нуждаются в детализации не только в географическом, но и в вероятностном пространстве. Приблизиться к решению этой задачи, по-видимому, позволяют ансамблевые расчеты с региональными климатическими моделями сравнительно высокого пространственного разрешения. Существует обширная литература, описывающая возможности и ограничения региональных моделей (Rummukkainen, 2010), в том числе в исследованиях климатических воздействий.

Разрешение современных глобальных моделей находится в диапазоне 100—300 км, что ограничивает их применимость в оценках изменений регионального климата. Для подобных оценок требуется пространственное разрешение, по меньшей мере, на порядок больше — чтобы модель могла в явном виде описывать значительные локальные колебания термического и влажностного режима, приводящие, в частности, к возникновению и развитию крупных пожаров.

Более точный учет особенностей рельефа, свойств почв и растительности, а также других характеристик подстилающей поверхности позволяет надеяться на получение более точных оценок изменения характеристик почвы и, в частности, многолетнемерзлых грунтов. Поэтому для соответствующих оценок предпочтительно использование глобальных моделей совместно с региональными,

имеющими пространственное разрешение 10—50 км. В настоящее время WCRP (Всемирная программа исследований климата) признала актуальность реализации международного проекта CORDEX (координируемого эксперимента по моделированию климата всех регионов суши с помощью региональных моделей с горизонтальным разрешением 50 км), в том числе в целях обеспечения подготовки Пятого оценочного доклада МГЭИК.

В ГГО разработана и используется в исследованиях регионального климата и его изменчивости, а также различных последствий климатических изменений региональная климатическая модель (РКМ) для территории России (Надежина и др., 2011; Денисов и др., 2010; Школьник и др., 2006; Мохов и др., 2006; Школьник и др., 2007; Shkolnik et al., 2010). В настоящее время горизонтальное разрешение РКМ ГГО достигло 25 км. Преимуществом РКМ ГГО является возможность использования глобальной климатической модели ГГО с аналогичным РКМ "пакетом" параметризаций физических процессов для генерирования граничных условий.

Целью настоящей работы была не только детализация количественной картины изменений пожароопасности в лесах, а также изменений характеристик многолетнемерзлых грунтов на территории России в XXI в. в результате реализации одного из широко известных сценариев эмиссии парниковых газов и аэрозолей A2 по классификации МГЭИК. Особое внимание было обращено на оценку неопределенности (достоверности) модельных характеристик эволюции пожароопасной обстановки и состояния вечной мерзлоты. Следует отметить, что для первой половины XXI в. различия между реакциями глобальных моделей на разные сценарии эмиссий довольно близки, по крайней мере, в средних глобальных оценках.

Настоящей работой открывается цикл публикаций, посвященных применению новой версии РКМ ГГО (Школьник и др., 2011) в оценках последствий ожидаемых изменений климата на территории России, предназначенных для использования во Втором оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Подготовка доклада запланирована Росгидрометом на ближайший трехлетний период.

Постановка численных экспериментов

Для оценки изменений климата на территории России в середине XXI в. проведены ансамблевые расчеты по глобальной модели атмосферы и встроенной в нее РКМ ГГО. Модели включали единый блок параметризации основных климатообразующих процессов: перенос солнечной и длинноволновой радиации в облачной атмо-

сфере, крупномасштабную конденсацию водяного пара и конвекцию, турбулентные процессы в пограничном слое и свободной атмосфере, перенос тепла и влаги в деятельном слое почвы на континентах, процессы таяния (накопления) снега и др. При этом результаты расчетов по региональной и глобальной моделям существенно различались из-за разного горизонтального разрешения (соответственно 25 и ~220 км) степенью детализации свойств подстилающей поверхности, включая индекс леса и листовой индекс. Вертикальное разрешение обеих моделей составляло 25 расчетных уровней.

В качестве граничных условий для обеих моделей на поверхности океанов и морей были заданы распределения температуры поверхности и концентрации льда (ТПО/МЛ), полученные с использованием расчетов по моделям CMIP3. Подход к построению ансамблей с использованием разных распределений ТПО/МЛ аналогичен примененному в работе (Спорышев и др., 2012). Ансамблевые расчеты по глобальной модели ГГО T42L25 выполнялись для периода 1971—2060 гг. Для построения граничных условий на поверхности океана использованы средние за каждый месяц поля ТПО/МЛ в течение указанного периода, полученные ранее в расчетах по совместным моделям CMIP3 — это модели ECHAM5/MPI-OM (3 расчета от разных начальных условий), MIROC (1 расчет) и HadCM3 (1 расчет). Все указанные расчеты проводились для сценария эмиссии парниковых газов и аэрозоля A2 по номенклатуре МГЭИК. По временным рядам ТПО/МЛ были получены средние месячные поля их аномалий для каждого месяца расчетного периода. Для использования в ансамблевых расчетах по моделям ГГО указанные поля аномалий ТПО/МЛ были добавлены к данным анализа наблюдений за ТПО HadISST1 (Rayner et al., 2003). Таким образом, из полей ТПО/МЛ были исключены систематические погрешности, присущие моделям CMIP3, но сохранены рассчитанные по этим моделям собственные колебания и изменения ТПО/МЛ.

Расчеты по РКМ проводились для двух периодов: 1981—2000 и 2041—2060 гг. и для двух перекрывающихся расчетных областей, в совокупности полностью покрывающих территорию России. Каждая область размером 4150×5400 км представляла сетку с 167×215 узлами. Дополнительно для исследования эволюции характеристик вечной мерзлоты с помощью РКМ был проведен непрерывный расчет на 110 лет (1951—2060 гг.).

На боковых границах РКМ задавались изменяющиеся во времени с интервалом 6 ч граничные условия из глобальной модели (давление на подстилающей поверхности, компоненты вектора

скорости ветра, температура и влажность воздуха на 25 уровнях атмосферы). Значения переменных на границах определялись путем линейной интерполяции в пределах 6-часового интервала.

С глобальной моделью и РКМ проведено по 5 экспериментов с разными начальными условиями в атмосфере и разными распределениями ТПО/МЛ, что дает возможность оценить влияние собственной изменчивости модельного климата на значимость оценки изменения рассматриваемых характеристик пожароопасности и состояния вечной мерзлоты. В результате проведенной серии расчетов были получены разные характеристики климата для всей территории России, включая данные 3-часовой дискретности.

В качестве инструмента для расчета состояния многолетнемерзлых слоев в настоящей работе использована одномерная модель теплопереноса в грунтах, построенная с учетом фазовых переходов влаги. Численное решение уравнения теплопроводности отыскивается в многослойной расчетной области (60 уровней), верхняя граница которой в зависимости от сезона совпадает с верхней границей растительного или снежного покрова. Температура поверхности и толщина снежного покрова в годовом ходе задаются на основе данных РКМ в узлах регулярной сетки, разрешение которой соответствует разрешению РКМ. Нижняя граница расчетной области для приведенных ниже примеров находится на глубине 30 м. Схема реализована на переменной вертикальной сетке с шагом 0,1 см вблизи поверхности. Расчет проведен для разных типов растительности и грунта. Более подробное описание схемы расчета приведено в (Malevsky-Malevich et al., 2001; Малевский-Малевич и др., 2007; Павлова и др., 2007; Надежина и др., 2008). Входными данными для модели теплопереноса в грунтах служат сеточные поля температуры поверхности и толщины снежного покрова, полученные из РКМ.

Оценка будущих изменений пожароопасности на территории России

В настоящее время в России ежегодно выгорают десятки тысяч гектаров леса. В последние десятилетия XX в., как показывает статистика, число лесных пожаров ежегодно увеличивалось. Наибольший ущерб наносится лесным массивам Дальнего Востока и Сибири. Увеличение пожарной опасности ожидается в лесных массивах большинства субъектов Российской Федерации южных и центральных районов Сибири.

Для расчетов пожароопасности используются специализированные индексы, обычно основанные на оценке непрерывной продолжительности периодов с экстремально высокой температурой воздуха и малой влажностью. Важную роль здесь также играет

количество осадков — пожары возникают, когда суточная сумма осадков мала либо равна нулю. Степень пожароопасности в будущем зависит непосредственно от того, как изменится длительность периодов, включающих перечисленные факторы погоды.

Наиболее употребительный в настоящее время индекс для оценки пожароопасности — индекс Нестерова N (Нестеров, 1949), связывающий особенности суточных колебаний термического режима с режимом увлажнения. С помощью индекса Нестерова удобно классифицировать пожароопасность по уровню угрозы: $1000 < N < 4000$ — умеренная пожароопасность, $4000 < N < 10000$ — высокая пожароопасность, $N > 10000$ — экстремально высокая пожароопасность. Для анализа пожароопасности обычно используется число дней, на которые приходятся значения N по каждой из указанных категорий. В предыдущих аналогичных исследованиях показана удовлетворительная согласованность распределения индекса для разных категорий, полученного в РКМ, с фактической картиной возникновения пожаров (Школьник и др., 2008).

Согласно многочисленным модельным оценкам, полученным для разных сценариев антропогенных эмиссий, в южных регионах России летом ожидается формирование протяженного засушливого пояса. Характерной особенностью летнего сезона там будут большая, чем в настоящее время, повторяемость экстремально высокой температуры и меньшее среднее за сезон количество осадков — именно эти условия способствуют повышению пожароопасности. С другой стороны, в исследованиях нет указаний на возможное в будущем существенное уменьшение повторяемости случаев с осадками очень большой интенсивности на указанных территориях, так что интервалы между ливнями, снижающими пожароопасность, могут в будущем практически не увеличиться. Следует отметить, что в отдельных регионах повышение пожароопасности может оказаться существенным и при небольшом увеличении приземной температуры, если периоды без осадков станут там более продолжительными.

По данным РКМ для обоих рассматриваемых периодов был рассчитан индекс Нестерова по трем указанным выше категориям пожароопасности. Изменения пожароопасности в каждой из категорий рассчитывались как разности (между двумя периодами) числа дней для значений N в принятых выше категориях. Наиболее заметные изменения всех категорий N обнаруживаются в южных регионах России (рис. 1). Здесь РКМ дает сокращение периодов, когда пожароопасность сравнительно невелика, на 2—4 сут. Там же возможно значительное (>5 сут за теплый сезон) увеличение числа дней с экстремальной опасностью возгорания ($N > 10000$). Про-

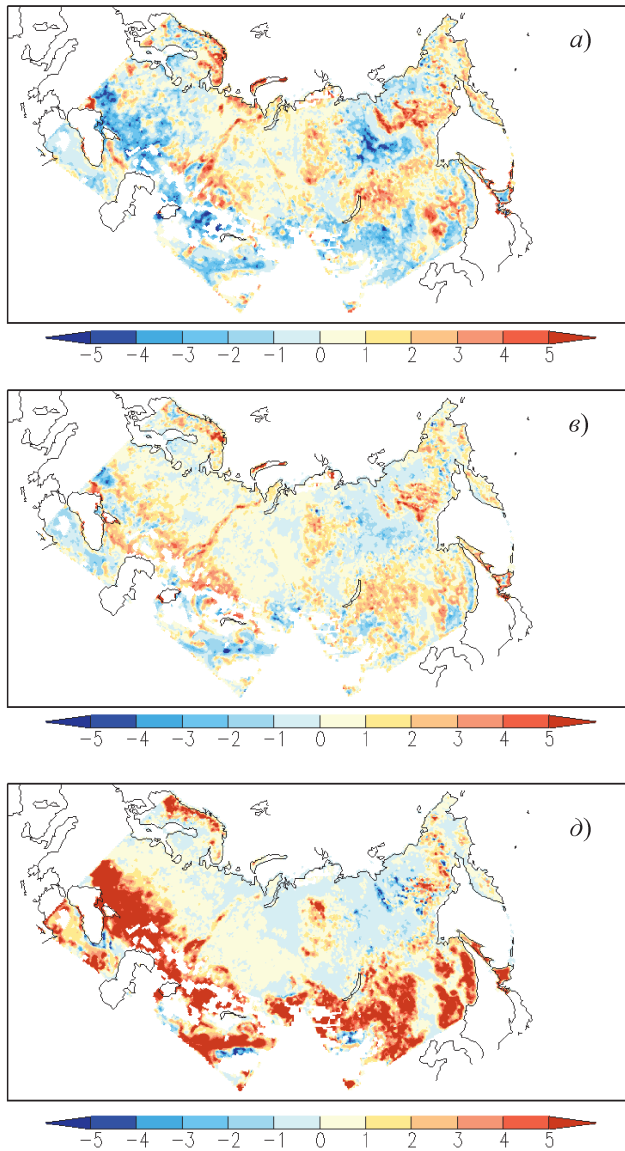
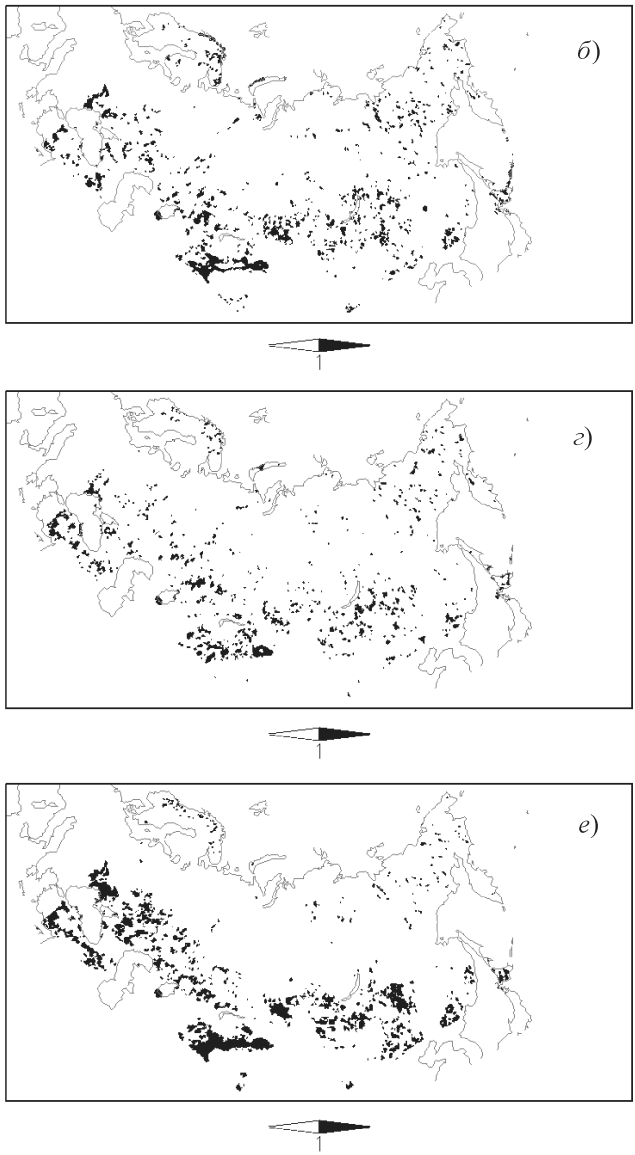


Рис. 1. Изменение числа дней в теплый сезон (май — сентябрь) с умеренной (*а*), сценарию А2 по отношению к базовому климату (1981—2000 гг.). Приведены средние ансамблю изменений к среднеквадратическому отклонению изменений в ансамбле



высокой (*в*) и экстремально высокой (*д*) пожароопасностью в середине XXI в. по оценки по 5 членам ансамбля РКМ. Справа (*б*, *г*, *е*) показаны отношения средних по для каждой из категорий (отношение сигнала к шуму).

межуточная категория пожароопасных дней ($4000 < N < 10000$) в середине XXI в., по-видимому, изменится незначительно.

Анализ суммарного по всем категориям числа пожароопасных дней показывает, что в южных регионах оно увеличивается на 4—6 сут в середине XXI в. по сравнению с концом XX в., а области его увеличения согласуются с областями изменений числа экстремально пожароопасных дней (рис. 1*д*). Изменения умеренной и экстремальной пожароопасности имеют разный знак. Очевидно, что в середине XXI в. часть эпизодов с умеренной и высокой пожароопасностью на фоне общего потепления переходит в экстремальную категорию. В то же время число дней с умеренной пожароопасностью в южных регионах России сокращается. Среди возможных причин этого можно указать неодинаковую скорость повышения суточной температуры воздуха в разных частях ее вероятностного распределения. Так, по оценкам (Школьник и др., 2006), при потеплении климата в летний сезон ожидается более существенное увеличение верхних квантилей температуры по сравнению с нижними. Меньшим значениям N обычно соответствуют более низкая суточная температура, а очень большим N — ее экстремально большие значения. По этой причине увеличение N также оказывается неравномерным, приводящим к уменьшению числа пожароопасных дней в одних категориях и к увеличению в других. Отсюда следует, что в областях, где прогнозируется наиболее заметное повышение экстремально высокой температуры в теплое время года, в середине XXI в. следует ожидать наибольшее увеличение пожароопасности. Некоторое увеличение общего числа пожароопасных дней в середине XXI в. может быть связано с увеличением периодов без осадков в регионах с экстремально высокой температурой воздуха.

Степень достоверности полученных изменений пожароопасности можно оценить с помощью отношения сигнала к шуму (отношения полученных средних по ансамблю изменений N к среднеквадратическому отклонению изменений N в ансамбле). Как видно на рис. 1*б*, *г*, *е*, всем категориям пожароопасности сопутствует значительная неопределенность прогноза — на большей части территории России разброс ансамблевых оценок оказывается большим или сравнимым по абсолютной величине со средними по ансамблю изменениями (отношение сигнала к шуму не превышает единицы). По-видимому, для получения более надежной оценки изменений пожароопасности потребуется существенно больший размер ансамбля РКМ. В районах, где изменения N наиболее выражены (это, как отмечено выше, в основном южные регионы России), сигнал становится различимым на фоне шума (разброса из-

менений в ансамбле). Тенденция увеличения отношения сигнала к шуму проявляется, в первую очередь, для изменений числа дней с экстремально высокой опасностью возгорания лесов. Значения этого отношения превышают единицу на территориях Поволжья, приграничных с Украиной районов и в Забайкалье. Отмеченные особенности в пространственном распределении отношения сигнала к шуму присущи и другим категориям пожароопасности, хотя и в несколько меньшей степени.

Следует отметить, что в проведенном исследовании рассматриваются лишь один из известных сценариев МГЭИК (А2) и одна модель атмосферы. Использование мультимодельного и мультисценарного подхода позволит более полно оценить неопределенности прогнозов регионального климата, особенно в части экстремально высокой пожароопасности, которая имеет малую повторяемость. Кроме того, картина будущих изменений пожароопасности как в географическом, так и в вероятностном аспектах может быть уточнена с помощью включения в РКМ интерактивных блоков, описывающих динамику растительного покрова при потеплении климата, а также реализацию потенциала горимости в зависимости от разного видового состава лесов. Эволюция растительного покрова тесно связана с изменениями в криосфере и гидросфере. Важную роль здесь играют прогнозы состояния вечной мерзлоты и влагообеспеченности регионов России — соответствующие математические модели включаются в объединенную систему глобальной модели ГГО и РКМ как без учета обратного влияния на региональный климат, так и интерактивно.

Оценка будущих изменений характеристик вечной мерзлоты на территории России

Скорость регионального потепления многолетнемерзлых грунтов на фоне глобальных изменений климата является важнейшим показателем устойчивости вечной мерзлоты. Термические условия в грунтах зависят как от изменений температуры приповерхностного воздуха, так и от изменений снегонакопления. Исследования трендов температуры грунтов в сопоставлении с изменениями температуры воздуха в зоне вечной мерзлоты проводились на основе данных мониторинга термического состояния грунтов (Шерстюков, 2008; Чудинова и др., 2003; Павлов, Малкова, 2009; Москаленко, 2009; Romanovsky et al., 2010).

При рассмотрении результатов расчета изменений температуры воздуха и характеристик вечной мерзлоты за период 1951—2060 гг. прежде всего возникает вопрос о степени соответствия рассчитанной с помощью РКМ температуры локальным данным наблюдений,

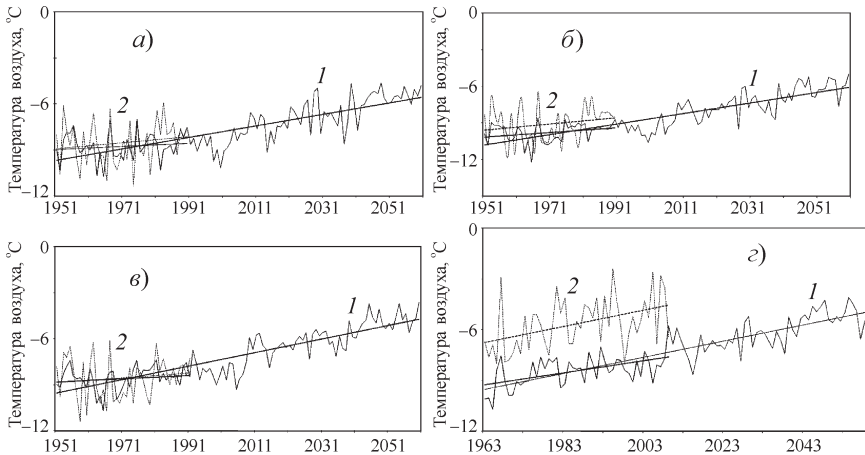


Рис. 2. Модельные (*1*) и полученные по данным наблюдений (*2*) изменения среднегодовой температуры воздуха для разных пунктов наблюдений: *а*) Игарка, *б*) Тазовское, *в*) Новый Порт, *г*) Надым. Прямые линии — линейные тренды изменения температуры.

которые являются основой для построения пространственных распределений трендов температуры. Следует отметить, что использование лишь одной реализации РКМ суживает диапазон изменчивости модельных характеристик.

На рис. 2 приведены в качестве примера рассчитанные за 100-летний период временные ряды среднегодовой температуры воздуха для нескольких пунктов наблюдения, расположенных в зоне вечной мерзлоты, как при сплошном, так и при прерывистом распространении мерзлоты. В приведенных примерах (рис. 2*а*—*в*) ряд данных наблюдений ограничен 1990 г., так как в последующее десятилетие в данных имелись пропуски. Для Надыма (рис. 2*г*) сравнение проведено за весь период наблюдений на станции (с 1963 по 2009 г.). Абсолютные значения температуры воспроизводятся моделью в разных пунктах с разной степенью точности, в некоторых случаях проявляется систематическая погрешность, однако для одной модельной реализации и без учета подсеточных вариаций неоднородности поверхности можно полагать, что погрешности воспроизведения температуры воздуха находятся в допустимых пределах. Следует отметить, что при этом коэффициенты линейных трендов среднегодовой температуры воздуха в большинстве пунктов наблюдений совпадают с коэффициентами трендов изменения температуры, вычисленными на основе экспериментальных данных. Это позволяет предположить наличие антропогенной природы трен-

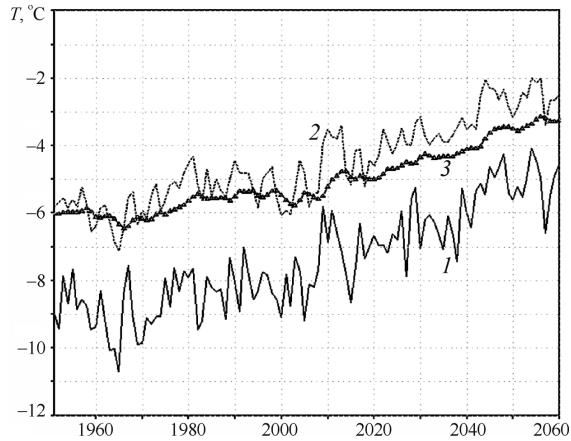


Рис. 3. Модельные изменения среднегодовой температуры грунта на разных глубинах на станции Надым. *1* — температура поверхности, *2* — на глубине 1 м, *3* — на глубине 10 м.

дов температуры. Межгодовая изменчивость модельных значений температуры во всех случаях меньше наблюдаемой изменчивости, что отражает обычно проявляющиеся эффекты модельного осреднения.

Значительный интерес для геокриологических исследований имеет анализ изменения линейных трендов температуры по глубине. На рис. 3 показаны характерные расчетные изменения температуры на разных глубинах. Рисунок иллюстрирует степень сглаживания межгодовой изменчивости среднегодовой температуры на разной глубине по отношению к ее изменчивости на поверхности.

Региональные особенности ландшафта, состава и влажности грунтов, а также модельных распределений температуры поверхности и снежного покрова создают неоднородную пространственную картину распределения трендов изменения температуры грунтов. Для оценки значимости модельных распределений коэффициентов линейных трендов была использована статистическая операция, позволяющая вычислить *t*-критерий Стьюдента на основе данных о длине ряда случайных значений температуры на разной глубине и дисперсии этих значений, соответствующей выбранному периоду времени. На рис. 4 показаны пространственные распределения линейных трендов температуры на разной глубине и соответствующие расчетные границы области достоверных значений этих трендов для 95%-ного уровня значимости по критерию Стьюдента. Анализ показывает, что для ряда длиной 100 лет на всех глубинах линейные тренды температуры имеют один и тот же знак и порядок

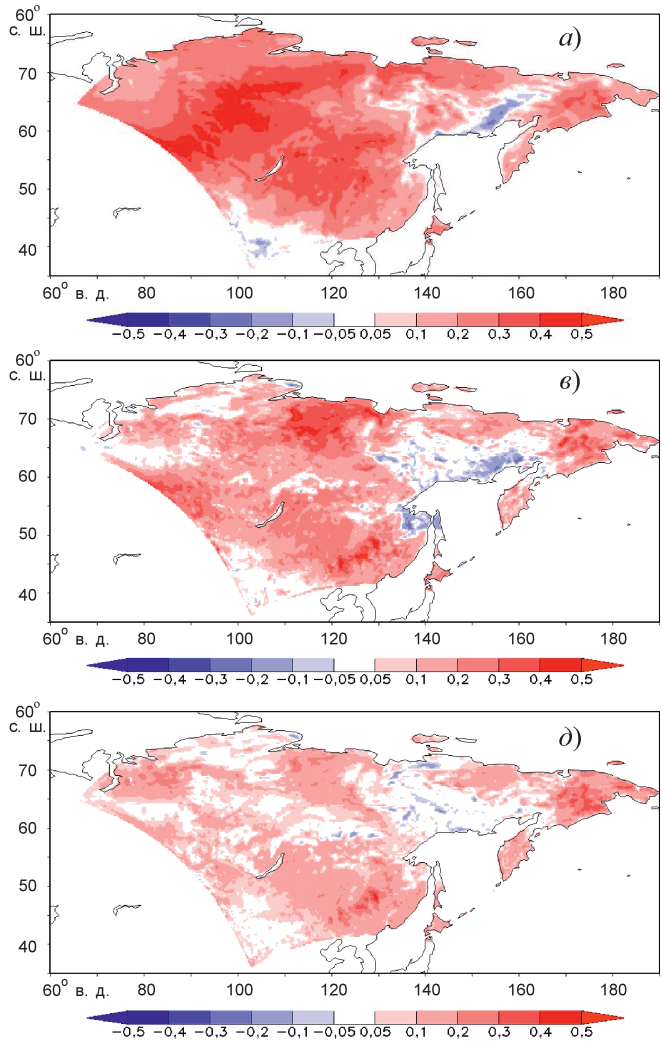
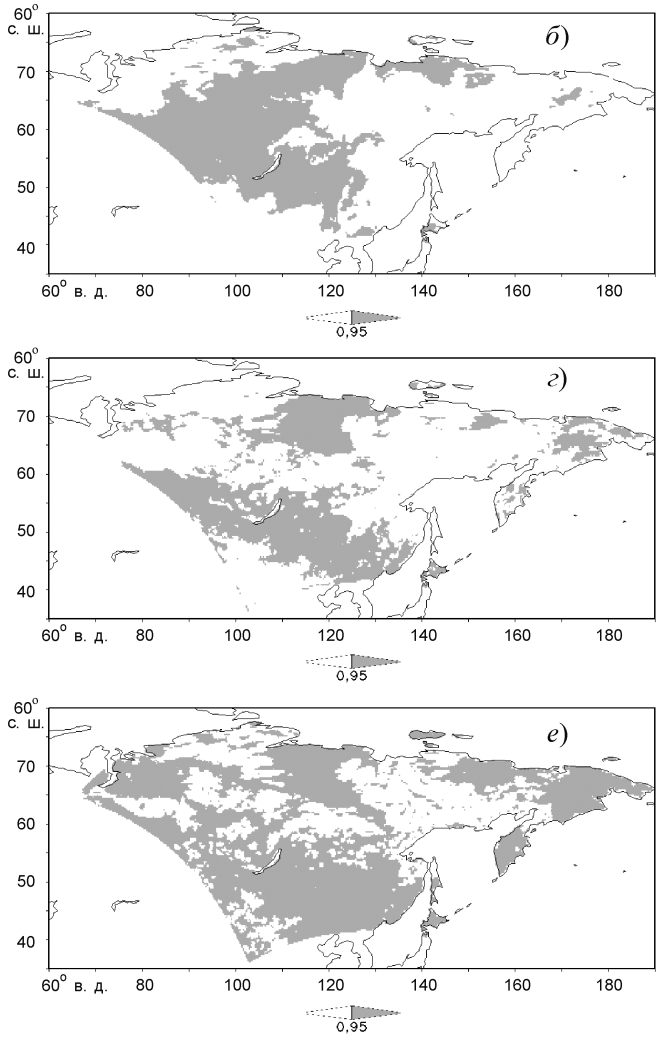


Рис. 4. Распределение линейных трендов изменений среднегодовой температуры глубине 10 м и их достоверность

величины и во всей расчетной области являются значимыми. При анализе данных геокриологического мониторинга приходится использовать более короткие ряды. В связи с этим были проанализированы изменения значимости линейных трендов в зависимости от длины рассматриваемого периода. Например, для периода 1976—2010 гг.,



грунта (°С/10 лет) на разных глубинах: *а*) на поверхности, *в*) на глубине 1,6 м, *д*) на (соответственно *б*, *г*, *е*).

представленного на рис. 4, распределения линейных трендов выглядят существенно более неоднородными, чем для столетнего периода. На рисунке видно, что значимость линейных трендов температуры увеличивается с глубиной даже для сравнительно коротких временных периодов.

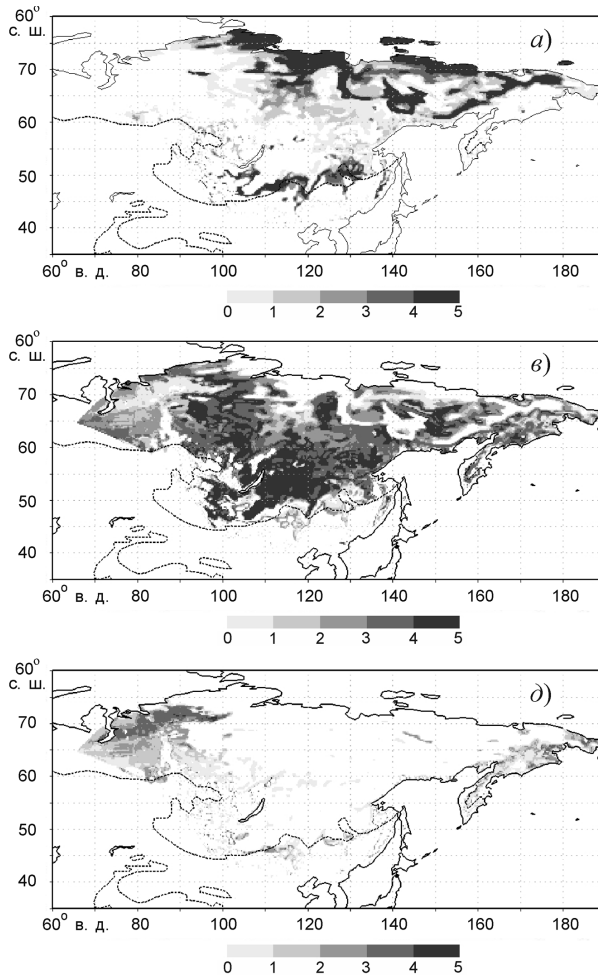
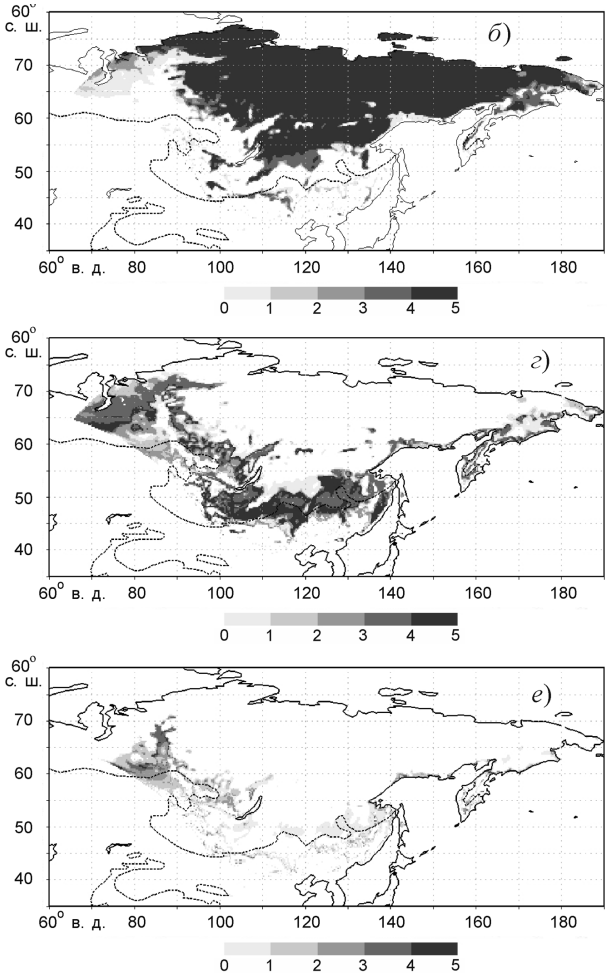


Рис. 5. Изменения мощности сезонно-талого слоя (СТС) к середине XXI в. в суглинков (*а*, *в*, *д*) и торфяников (*б*, *г*, *е*). Контрастом цвета показано число членов в заданный диапазон

Данные мониторинга позволяют проанализировать соотношение между трендами изменений температуры воздуха и температуры грунтов. Модельные данные демонстрируют сглаживание пространственной неоднородности этой характеристики по мере усиления значимости антропогенного сигнала в рядах изменений температуры.



выделенном диапазоне значений: 0—30 см (*а*, *б*), 30—60 см (*в*, *г*), 60—90 см (*д*, *е*) для ансамбля, обеспечивающих попадание модельных изменений мощности СТС значений.

Значительная часть усилий современных исследователей направлена на анализ изменений мощности сезонно-талого слоя (СТС). Во многих случаях при анализе данных наблюдений предполагается, что эта характеристика достаточно показательна при исследовании отклика вечной мерзлоты на потепление климата. С помощью ансамблевых расчетов может быть выполнена оценка влияния внут-

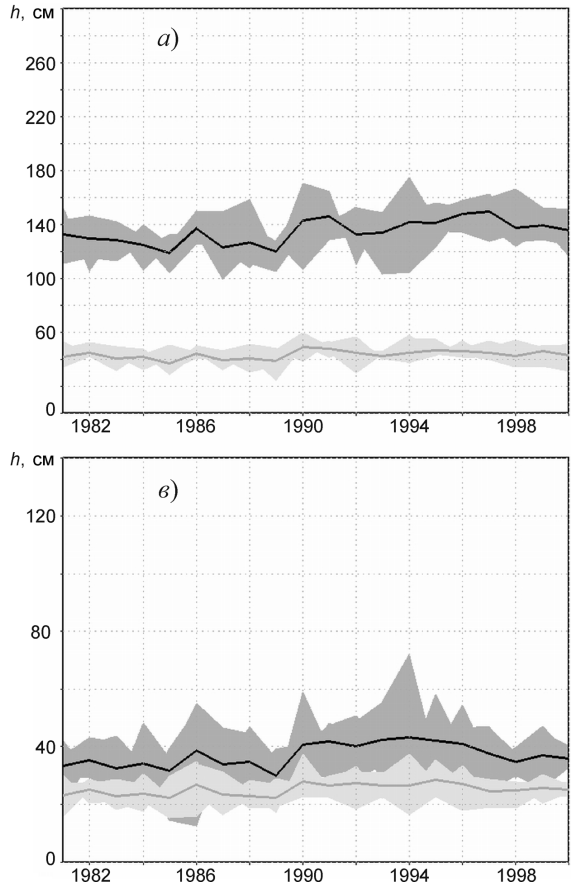
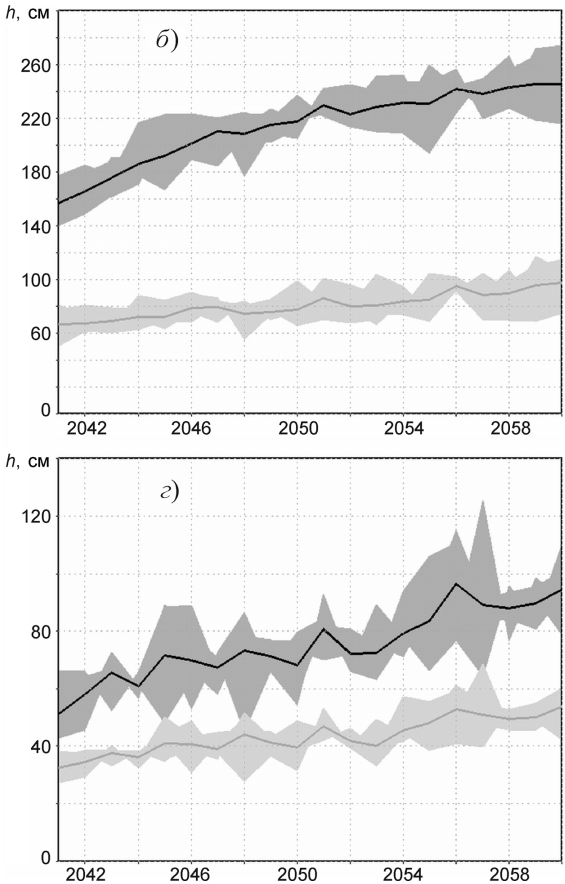


Рис. 6. Временная изменчивость мощности СТС *h*, осредненной по климатическим
штриховка — суглинок со слоем мха и лишайника, светлая — то же, но под пологом
влажный

ренней климатической изменчивости на расчет мощности СТС и его изменений при потеплении климата.

Представление о степени достоверности полученных изменений мощности СТС под влиянием потепления климата для разных диапазонов мощности можно получить из рис. 5, на котором разными оттенками цвета показано число членов ансамбля РКМ, обеспечивающих расчет глубины сезонного оттаивания в заданных диапазонах значений. Самым темным цветом показана область, для которой все члены ансамбля дают отклонения мощности СТС в од-



регионам, в периоды 1981—2000 (*а*, *в*) и 2041—2060 гг. (*б*, *г*). *а*, *б*) регион 1: темная леса; *в*, *г*) регион 2: темная штриховка — суглинок со слоем мха и лишайника, светлая — торфяник.

ном диапазоне значений. Степень согласованности ансамблевых расчетов в разных диапазонах прогнозируемых изменений мощности СТС различается в зависимости от особенностей ландшафта этих областей. Пример, показанный на рис. 5*а*, *в*, *д*, соответствует условиям суглинка, покрытого слоем лишайника, на рис. 5*б*, *г*, *е* — условиям торфяного болота. Расчет показывает, что в Центральной Сибири для суглинков наиболее вероятные изменения мощности СТС находятся в диапазоне значений 30—60 см, а для торфяников не превосходят 30 см как в Центральной Сибири, так и на Арктическом побережье. В северо-западных и западных регионах наиболее

вероятными изменениями для суглинков оказываются изменения СТС в диапазоне 60—90 см. Для влажных торфяников (наиболее распространенный тип ландшафта в этих регионах) изменения СТС при потеплении в 1,5—2 раза меньше.

Сопоставление естественной климатической изменчивости и ландшафтной неопределенности весьма существенно для понимания возможных путей уточнения модельных прогнозов эволюции термического состояния вечной мерзлоты в разных регионах. Региональные прогнозы характеристик вечной мерзлоты, основанные на обобщении данных мониторинга состояния вечной мерзлоты на геокриологических стационарах, изложены в ряде публикаций (Павлов, 2008а, 2008б; Израэль и др., 2006). При этом в их основу положены гипотезы, что наблюдения в выбранных пунктах репрезентативны для больших регионов.

В настоящей работе рассмотрены два климатических региона по классификации Алисова (Алисов, 1957). Регион 1 включает районы Центральной и Восточной Сибири, регион 2 — район, расположенный севернее полярного круга.

На рис. 6 для разных типов грунта и ландшафта приведены временные изменения средней по указанным регионам мощности СТС h, полученной осреднением по ансамблю РКМ. Заштрихованная область демонстрирует разброс значений внутри ансамбля. Масштаб внутриансамблевых различий обусловлен естественной климатической изменчивостью.

Представление о вариациях оценок h, связанных с ландшафтной изменчивостью, дают рис. 6*а*, *б*. На этих рисунках представлены модельные значения мощности СТС для варианта природного комплекса, который наиболее часто используется в модельных исследованиях реакции вечной мерзлоты на потепление климата. Временные изменения h приведены для суглинков со слоем мохово-лишайниковой растительности толщиной 20 см, которые сравниваются с соответствующими значениями под пологом леса. Лесная растительность является типичной для рассматриваемого климатического региона, поэтому наиболее вероятные изменения мощности СТС необходимо соотносить с этим типом ландшафта. Результаты, полученные для суглинков, будут скорее исключением, чем правилом. Для выявления влияния типа грунта на оценку величины h на рис. 6*в*, *г*, наряду с данными для суглинков, приведены зависимости для широко распространенных в регионе 2 влажных торфяников.

На рисунках видно, что в первый период временная изменчивость мощности СТС заметно меньше изменчивости, связанной с

выбором эксперимента РКМ, определяющего значения входных параметров модели теплопереноса в грунтах. Дисперсионный анализ данных за 1981—2000 гг. показывает, что на этом интервале межгодовые различия статистически незначимы. На интервале 2041—2060 гг. антропогенный сигнал проявляется достаточно отчетливо и может быть выделен по данным отдельных климатических реализаций. Отношение сигнала к шуму практически не меняется при смене природного комплекса. Вместе с тем абсолютные значения угловых коэффициентов линейного тренда для суглинков в два раза превышают соответствующие значения для влажных торфяников (рис. 6*в*, *г*). Аналогичная картина наблюдается и для другого региона при сравнении результатов для суглинков с соответствующими значениями под пологом леса (рис. 6*а*, *б*).

Заключение

Многофакторность воздействия климатических изменений и многообразие их последствий для природных систем на обширной территории России предопределяют необходимость разработки и осуществления адаптационных программ и программных мероприятий с тщательным учетом региональной и отраслевой специфики. Происходящие в настоящее время изменения некоторых наиболее важных характеристик регионального климата, качественно совпадающие с теоретическими оценками, в том числе и с приведенными в настоящем исследовании, дают основание считать, что в России увеличивается дефицит адаптации (термин “дефицит адаптации” заимствован из англоязычной литературы и означает недостаток адекватной адаптации к существующим климатическим рискам; авторы не нашли более подходящего, чем используемая калька, соответствия этому термину в русском языке). Задержки в принятии и исполнении государственных решений в условиях усугубления или учащения (повторяемости) опасных природных явлений, в первую очередь, погодно-климатического характера, на которые приходится большая часть чрезвычайных ситуаций, означают уже в недалеком будущем существенное увеличение затрат на адаптацию и, главное, риска масштабных людских потерь.

Важнейшей составляющей адаптационного потенциала является состояние климатической науки, центральной задачей которой является оценка будущих изменений климата и их последствий, выработка на ее основе соответствующих рекомендаций и участие в разработке адаптационных мер. Успех в решении этой задачи в значительной степени определяется технологическим уровнем проведения исследований. Пространственная и вероятностная детали-

зация количественных оценок будущих изменений климата, которая обеспечивается, в частности, массовыми ансамблевыми расчетами с использованием систем сложных физико-математических моделей, приближает фундаментальные исследования к практическому применению их результатов, в том числе при разработке адаптационных мероприятий. Инвестиции в оснащение научных исследований высокопроизводительной вычислительной техникой и сопутствующими технологиями, очевидно, не имеют альтернативы с точки зрения преодоления вышеупомянутого дефицита адаптации к изменениям климата.

Использование результатов ансамблевых расчетов изменений климата с помощью региональных моделей высокого разрешения требует определенной осторожности, особенно в интерпретации присущих этому методу неопределенностей, однако, по мнению авторов настоящей работы, имеет хорошие перспективы, в том числе в научном обеспечении процесса принятия решений.

Благодарность

Настоящая работа выполнена в рамках ЦНТП-3 Росгидромета, а также при поддержке РФФИ (гранты 11-05-00734, 09-05-00874, 09-05-13507). Авторы благодарят С. В. Ефимова, Е. К. Молькентин, Е. Н. Стафееву за проведение некоторых расчетов и подготовку рисунков, использованных в настоящей статье, а также Е. И. Хлебникову за обсуждение результатов. Авторы признательны международному сообществу разработчиков климатических моделей за предоставление данных для анализа; участникам Программы диагноза и сравнения климатических моделей (PCMDI) за сбор и хранение модельных данных CMIP3; Рабочей группе по объединенным моделям (WGCM) Всемирной программы исследований климата (WCRP) за организацию деятельности по анализу модельных расчетов. Архив данных WCRP CMIP3 поддерживается управлением науки Министерства энергетики США.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алисов Б. П. 1957. Принципы климатического районирования СССР. Известия АН СССР. Серия географическая. Т. 6. С. 118—125.

Груза Г. В., Клещенко Л. К., Ранькова Э. Я. 1977. Об изменениях температуры воздуха и осадков на территории СССР за период инструментальных наблюдений. Метеорология и гидрология. № 1. С. 13—25.

Груза Г. В., Мещерская А. В. 2008. Изменения климата России за период инструментальных наблюдений. В кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1. М.: Росгидромет. С. 31—87.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2003. Колебания и изменения климата на территории России. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 39, № 2. С. 66—185.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2009. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. № 11. С. 15—29.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В. 2007. Климатические изменения температуры воздуха на территории России по данным инструментальных наблюдений. Бюллетень "Использование и охрана природных ресурсов в России". № 3. С. 10—15.

Денисов С. Н., Елисеев А. В., Мохов И. И. 2010. Оценка изменений эмиссии метана болотными экосистемами Северной Евразии в XXI веке с использованием результатов расчетов с региональной моделью климата. Метеорология и гидрология. № 2. С. 55—62.

Замолодчиков Д. Г., Коровин Г.Н., Гитарский М. Л. 2007. Бюджет углерода управляемых лесов Российской Федерации. Лесоведение. № 6. С. 23—34.

Замолодчиков Д. Г., Уткин А. И., Коровин Г. Н., Честных О. В. 2005. Динамика пулов и потоков углерода на территории лесного фонда России. Экология. № 5. С. 323—333.

Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А., Мяч Л. Т., Шерстюков Б. Г. 2006. Статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации. Метеорология и гидрология. № 5. С. 27—38.

Катцов В. М., Порфирьев Б. Н. (ред.). 2011. Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 г. и дальнейшую перспективу (в печати).

Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Семиошина А. А. 2007. Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов. Криосфера Земли. № 1. С. 29—36.

Москаленко Н. Г. 2009. Изменение температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза в Надымском районе Западной Сибири. Криосфера Земли. № 4. С. 18—23.

Мохов И. И., Чернокульский А. В., Школьник И. М. 2006. Региональные модельные оценки пожароопасности при глобальных изменениях климата. Доклады Академии наук. Т. 411. № 6. С. 808—811.

Надежина Е. Д., Молькентин Е. К., Киселев А. А., Семиошина А. А., Школьник И. М. 2011. Исследование влияния параметризации в задаче оценки потоков метана по данным региональной климатической модели ГГО для территории России. Метеорология и гидрология. № 6. С. 26—41.

Надежина Е. Д., Школьник И. М., Павлова Т. В., Молькентин Е. К., Семиошина А. А. 2008. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата: оценки с помощью региональной климатической модели. Криосфера Земли. № 3. С. 3—11.

Нестеров В. Г. 1949. Горимость леса и методы ее определения. М.: Гослесбумиздат. 76 С.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Т. 1. Т. 2. М.: Росгидромет.

Павлов А. В. 2008а. Тренды современных изменений температуры почвы на севере России. Криосфера Земли. № 3. С. 22—27.

Павлов А. В. 2008б. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: ГЕО. 229 С.

Павлов А. В., Малкова Г. В. 2009. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России. Криосфера Земли. № 4. С. 32—39.

Павлова Т. В., Катцов В. М., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., Говоркова В. А. 2007. Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения. Криосфера Земли. 2007. № 2. С. 3—13.

Спорышев П. В., Катцов В. М., Матюгин В. А. 2012. Согласованность изменений температуры на территории России в ансамблевых модельных расчетах и данных наблюдений. Метеорология и гидрология. № 1. С. 5—19.

Чудинова С. М., Быховец С. С., Сороковиков В. А., Занг Т., Барри Р., Гиличинский Д. А. 2003. Особенности изменения температурного режима почв и

грунтов разных регионов России в период последнего потепления климата. Криосфера Земли. № 3. С. 23—31.

Шерстюков А. Б. 2008. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России. Криосфера Земли. № 1. С. 79—87.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н. 2012. Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине XXI века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО. Метеорология и гидрология (в печати).

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М. 2006. Возможные изменения климата на европейской территории России и сопредельных территориях к концу XXI века: расчет с региональной моделью ГГО. Метеорология и гидрология. № 3. С. 5—16.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов. В. М. 2007. Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири. Метеорология и гидрология. № 6. С. 5—18.

Школьник И. М., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Хлебникова Е. И., Салль И. А. 2008. Экстремальность термического режима в Сибири и динамика пожароопасной обстановки в XXI веке: оценки с помощью региональной климатической модели ГГО. Метеорология и гидрология. № 3. С. 5—15.

Climate Change 2007. 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 996 P.

Groisman P., Clark E., Kattsov V., Lettenmaier D., Sokolik I., Aizen V., Cartus O., Chen J., Conard S., Katzenberger J., Krankina O., Kukkonen J., Machida T., Maksyutov S., Ojima D., Qi J., Romanovsky V., Santoro M., Schmullius C., Shiklomanov A., Shimoyama K., Shugart H., Shuman J., Sofiev M., Sukhinin A., Vörösmarty C., Walker D., and Wood E. 2009. The Northern Eurasia Earth Science Partnership Initiative: An example of science applied to societal needs. Bull. Amer. Meteorol. Soc. Vol. 90, No. 5. PP. 672—688.

Kattsov V., Hibbard K., Rinke A., Romanovsky V., Verseghy D., Christensen T. R., Kuhry P., Lawrence D., and McGuire D. 2009. Terrestrial permafrost carbon in the changing climate. CliC/WCRP and AIMES/IGBP. White paper. www.climate-cryosphere.org/documents/doc6_CAPER_WP_final.pdf/.

Malevsky-Malevich S. P., Molkentin E. K., Nadyozhina E. D., and Shklyarevich O. B. 2001. Numerical simulation of permafrost parameters distribution. Cold Regions Sci. and Technol. No. 32. PP. 1—11.

Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., and Kaplan A. 2003. Globally complete analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature, 1871—2000. J. Geophys. Res. Vol. 108, No. D14, 4407. doi: 10.1029/2002JD002670.

Romanovsky V. E., Drozdov D. S., Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N. G., Sergeev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A., and Vasiliev A. A. 2010. Thermal state of permafrost in Russia. Permafrost and Periglacial Processes. Vol. 21. PP. 136—155.

Rummukkainen M. 2010. State-of-the-art with regional climate models. WIREs Clim. Change. Vol. 1. PP. 82—96. doi: 10.1002/wcc.008.

Shkolnik I. M., Nadyozhina E. D., Pavlova T. V., Molkentin E. K., and Semioshina A. A. 2010. Snow cover and permafrost evolution in Siberia as simulated by the MGO regional climate model in the 20th and 21st centuries. Environ. Res. Lett. Vol. 5, No. 1. PP. 1—8.

Shuman J. K., Shugart H. H., and O'Halloran T. L. 2011. Sensitivity of Siberian larch forests to climate change. Global Change Biology. Vol. 17, No. 7. PP. 2370—2384. doi: 10.1111/j.1365-2486.2011.02417.x.

ПОЛЯРНЫЙ ФРОНТ И КОНТРАСТНОСТЬ СТЕПНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

А. Н. Золотокрылин[1)], *А. Б. Михайлов, Т. Б. Титкова*

Россия, 109017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН. [1)]zgoldfinch@mtu-net.ru

Реферат. Исследовано расположение восточно-европейской и западно-сибирской ветвей полярного фронта и прослежено его проявление в полях градиентов осадков и NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Был применен метод анализа изменения с широтой средних показателей полярного фронта, полей градиентов показателей климата и NDVI в заданных меридиональных секторах, что позволило установить широтную полосу проявления сигнала полярного фронта в степной растительности. Показано, что обусловленные полярным фронтом осадки сезона активной вегетации играют заметную роль в формировании зонального контраста NDVI (51—52° с. ш.) в степных районах Европейской России. Слежение за этой контрастной полосой с помощью данных о NDVI может быть полезным для понимания механизма возможного сдвига степной зоны в ситуации глобального потепления.

Ключевые слова. Климат, полярный фронт, центры циклонов, горизонтальный градиент, температура, осадки, растительный покров, NDVI.

POLAR FRONT AND STEPPE VEGETATION CONTRAST IN EUROPEAN RUSSIA

A. N. Zolotokrylin[1)], *A. B. Mikhailov, and T. B. Titkova*

Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetnyi per., 109017 Moscow, Russia. [1)]zgoldfinch@mtu-net.ru

Abstract. Studied was the location of East European and West Siberian polar front branches. Identified was its manifestation into fields of precipitation and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) gradients. This was accomplished through the analysis of changes with latitude in the average polar front parameters, fields of gradients of climatic parameters and NDVI for certain longitudinal sectors. This allowed finding out a latitudinal belt for the manifestation of the polar front signal in the steppe vegetation. It is shown that the precipitation of the active vegetation season associated with the polar front plays a significant role in the formation of zonal contrast for NDVI (51°—52° N) in steppe regions of the European Russia. Monitoring of this contrast belt

using NDVI data may be useful for the understanding of the process of possible steppe zone shift under global warming.

Key words. Climate, polar front, cyclone centre, horizontal gradient, air temperature, precipitation, vegetation cover, NDVI.

Введение

Научный интерес к климатологическому полярному фронту над Евразией усилился в настоящее время ввиду климатологического и общегеографического значения вопроса о его размещении в ситуации глобального потепления. Термин "климатологический фронт" означает среднее положение фронтов определенного географического типа в определенном районе (Хромов, 1948).

Летний полярный фронт над Восточно-Европейской равниной был открыт А. И. Аскназием в 1930-х годах (Аскназий, 1934). Он объяснил его генезис обострением над материком окклюзий атлантического полярного фронта и обратил внимание на спорадичность этого фронтообразования. Позднее положение полярного фронта в июле было уточнено С. П. Хромовым (1940, 1950), когда он изучал географическое размещение климатологических фронтов. Последующий анализ циклонической деятельности над территорией восточнее Уральского хребта летом показал наличие второй — азиатской — ветви полярного фронта над Западно-Сибирской низменностью (Справочник... , 2005).

В работах (Золотокрылин, Титкова, 2009, 2010) было выявлено сходство изменений меридиональных градиентов июльских значений температуры, осадков и меридионального градиента спутникового индикатора зеленой фитомассы — NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) в степных районах Восточно-Европейской равнины. Оно означает, что, например, на фоне увеличения осадков и NDVI с широтой наблюдалось резкое увеличение их градиентов в отдельных узких широтных полосах. Для объяснения была предложена гипотеза, что усиление контрастности NDVI вызвано положением полярного фронта в это время. Таким образом, с размещением полярного фронта связано резкое изменение горизонтальных градиентов температуры и осадков, которое обусловливает контрастность степной растительности. Контрастность означает резкое изменение показателей растительного покрова (фитомассы, проективного покрытия), связанное с уменьшением степени аридности с широтой.

В связи с этим гипотеза о зависимости контрастности степной растительности от размещения полярного фронта становится полезной для понимания механизма возможного сдвига зон растительности в ситуации глобального потепления.

Данная работа направлена на обоснование довода в пользу приведенной выше гипотезы, что размещение полярного фронта летом и обусловленные им осадки поддерживают контрастность степной растительности Европейской России. Для решения этой задачи представляется важным на новом материале определить положение полярного фронта летом над Евразией и исследовать его проявления в динамике градиентов температуры и осадков, а также индикатора растительного покрова — NDVI.

Методы и материалы

Для изучения вопроса о существовании полярного фронта и возможного изменения его положения в разные климатические эпизоды на территории в пределах 40—65° с. ш., 25—90° в. д. использовались данные реанализа Университета Восточной Англии (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncep/). Они представлены двухмерными массивами значений разных метеовеличин в узлах географической сетки размером 2,5° по широте и долготе для четырех метеорологических сроков наблюдений за все дни в период с 1948 по 2007 г. С целью исследования возможных изменений положения полярного фронта были выбраны следующие периоды осреднения: 1948—1960, 1961—1990 и 1991—2007 гг.

При рассмотрении вопроса о географическом положении полярного фронта мы исходили из определения, что этот фронт проходит в районе наиболее часто повторяющихся синоптических фронтов, а следовательно, в районе максимальных значений модуля горизонтального градиента приземной температуры. В то же время поскольку фронты формируются в зонах пониженного давления, то районы повышенной повторяемости центров циклонов также могут указывать на климатологический фронт. Исходя из приведенных выше соображений для анализа положения полярного фронта были использованы средние за лето поля следующих величин: модуля градиента температуры на изобарической поверхности 1000 гПа; повторяемости центров циклонов по данным о геопотенциальной высоте этой же изобарической поверхности. Предпочтение данных на поверхности 1000 гПа приземным данным о температуре и давлении обусловлено меньшим влиянием орографии (более однородные поля).

Модуль градиента температуры *Gt* на изобарической поверхности 1000 гПа (°С/2,5° широты) рассчитывался по формуле

$$Gt = \sqrt{G_x^2 + G_y^2},$$

где

$$G_y = (t_{i,j+1} + t_{i+1,j+1} - t_{i,j} - t_{i+1,j})/2,$$

$$G_x = (t_{i+1,j} + t_{i+1,j+1} - t_{i,j} - t_{i,j+1})/(2\cos\varphi).$$

Здесь i — индекс ячейки по долготе (увеличивается в восточном направлении), j — индекс ячейки по широте (увеличивается в северном направлении), φ — широта ячейки.

Под повторяемостью центров циклонов по данным о геопотенциальной высоте изобарической поверхности 1000 гПа подразумевается частота попадания центра циклона в ромбовидную область с вершинами в точках $(i-1, j)$, $(i+1, j)$, $(i, j-1)$, $(i, j+1)$, где расстояние между первыми двумя точками равно 5° долготы, а между последними двумя — 5° широты. При этом критерием такого попадания является следующее условие (логическое выражение):

$$(h_{i,j} < h_{i-1,j}) \text{ и } (h_{i,j} < h_{i+1,j}) \text{ и } (h_{i,j} < h_{i,j-1}) \text{ и } (h_{i,j} < h_{i,j+1}).$$

Здесь h означает геопотенциальную высоту изобарической поверхности 1000 гПа, а физический смысл критерия — то, что "центральная точка $h_{i,j}$ должна быть меньше по величине всех четырех ближайших". Длина выборки при определении средней частоты событий в нашем случае равна $4 \times m$ (4 — число сроков в сутках, m — число дней в месяце).

Для анализа осадков использованы данные ВНИИГМИ-МЦД: среднемесячные значения по станциям за период 1986—2009 гг. (http://www.meteo.ru/climate/precip.php). Осадки по данным 181 станции аппроксимированы в узлы регулярной сетки $1 \times 1°$ на территории в пределах 45—60° с. ш., 30—90° в. д. Дополнительно были вычислены важные для растительности суммы осадков с мая по август, с ноября по август, с ноября по апрель и приведены к среднему по пятилетиям: 1986—1990, 1991—1995, 1996—2000, 2001—2005, 2006—2009 гг.

Прежде чем перейти к описанию данных NDVI, отметим, что восточно-европейская ветвь полярного фронта летом локализуется преимущественно над степными районами. Степная растительность представлена здесь широкой компактной полосой (зоной) и объединяет сообщества ксерофильных микротермных дерновинных травянистых растений. Господствующей биоморфой в степях являются дерновинные злаки. Распространение степных сообществ связано с черноземами и каштановыми почвами. В настоящее время геоботаники выделяют на карте три подзоны степей: северные, средние и южные, вместо традиционно используемых категорий, таких как настоящие, сухие и опустыненные. Северные и часть средних степей — распаханы. Остальные степи используются как пастбища.

Вегетационный индекс NDVI предназначен для распознавания поверхностей с растительным покровом, а также для определения плотности зеленой массы, ее запасов. Он определяется как нормированная разность интенсивности излучения поверхности Земли в видимом и ближнем ИК-диапазонах. С 1982 по 2000 г. вегетационный индекс вычислялся по данным радиометров AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), установленных на спутниках серии "NOAA". Данные этого вегетационного индекса обозначают как NDVI AVHRR. С 2000 г. вегетационный индекс вычисляется по измерениям MODIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer), установленного на спутнике "Terra" (далее NDVI MODIS). Данные NDVI AVHRR занижены по сравнению с данными NDVI MODIS из-за несовпадения спектральных измерительных диапазонов.

Глобальные среднемесячные значения индекса растительности NDVI были получены по данным MODIS/"Terra", которые представлены на сайте https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/modis_products. Рассматривалась модель MOD13C2 (варианта-5), где использовалась географическая сетка моделирования климата (CMG), спроектированная на $0{,}05 \times 0{,}05°$ (в среднем 5600 м). Дискретность данных по времени — один месяц. Исходный формат данных HDF-EOS, слой — CMG 0,05 Deg Monthly NDVI, калибровочный коэффициент — 0,0001. Значения NDVI рассчитывались в среднем по пятилетиям (2001—2005, 2006—2010 гг.) и месяцам.

Следует отметить, что NDVI MODIS в степной зоне увеличивается с широтой от 0,25 до 0,6. Хотя дерновинные злаки (степной тип растительности) доминируют во всех трех подзонах, увеличение NDVI происходит вследствие их большего проективного покрытия и участия разнотравья. В северных степях разнотравье обильное, в средних степях оно уже беднее, а в южных совсем бедное. Там, где разнотравье приближается к обильному, отмечается резкое увеличение фитомассы и, следовательно, градиента NDVI. Смещение максимума градиента NDVI может быть связано с изменением количества фитомассы, но не типа степной растительности.

Далее были рассчитаны модули градиентов осадков и NDVI с дискретностью $1 \times 1°$, а также их средние значения по широте в пределах долготных секторов: 30—45, 45—60 и 60—90° в. д.

Результаты

Простой метод определения положения климатологического фронта на карте базируется на его выводе из климатологического поля температуры. Полоса повышенных градиентов температуры, в

нашем случае на изобарической поверхности 1000 гПа, является характерным признаком климатологического фронта. Следует отметить, что эта полоса неравномерная и состоит из нескольких максимумов: двух на Восточно-Европейской равнине и одного на Западно-Сибирской низменности (рис. 1). Эти максимумы расширяются или сужаются в течение лета, но они всегда проявляются в разные климатические периоды. Узкую полосу, соединяющую эти максимумы, можно трактовать как климатологический полярный фронт. Сравнение показывает, что ее положение не очень сильно отличается от фронта, выведенного С. П. Хромовым.

Другой метод изыскания климатологического фронта на карте — по повторяемости центров циклонов — подтверждает найденное выше положение полярного фронта. Районы максимальной повторяемости центров циклонов могут расширяться и уменьшаться в течение лета, их положение в целом не противоречит положению полярного фронта С. П. Хромова (рис. 1).

Рассмотрим теперь вопрос об изменчивости исследуемых характеристик для разных климатических периодов. Отчетливые тенденции в изменении этих характеристик отсутствуют — их максимальные значения приходятся на период 1961—1990 гг. Исключение составляет повторяемость циклонов на Восточно-

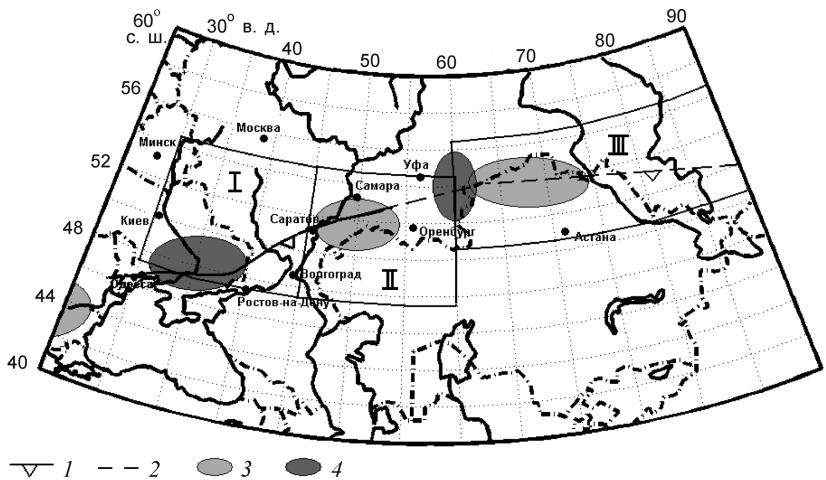


Рис. 1. Положение полярного фронта летом на территории Евразии по данным реанализа Университета Восточной Англии за период 1948−2007 гг. *1* — полярный фронт (Хромов; 1940); *2* — азиатская ветвь полярного фронта (Справочник..., 2005); *3*, *4* — соответственно районы максимальных градиентов температуры и максимальной повторяемости центров циклонов на изобарической поверхности 1000 гПа; I — 47,5—54,5° с. ш., 30—60° в. д.; II — 47,5—54,5° с. ш., 45—60° в. д.; III — 50,5—54,5° с. ш., 60—90° в. д.

Европейской равнине, которая имеет тенденцию к уменьшению. Изменение рассматриваемых характеристик не превышает 30% величины их межгодовой изменчивости (стандартного отклонения).

Широтные изменения осредненных по долготе градиента температуры и повторяемости центров циклонов соответственно в заданные климатические периоды на Восточно-Европейской равнине и Западно-Сибирской низменности следующие. Максимальный градиент температуры на Восточно-Европейской равнине локализуется на широте 51—52° с. во все рассматриваемые климатические периоды. При этом наблюдается отчетливое смещение зоны максимальных градиентов к югу на 2° широты относительно периода 1948—1960 гг. (локальные изменения при этом могут достигать 80% величины их межгодовой изменчивости).

Восточнее 60° долготы полоса максимального градиента температуры простирается от 51 до 54° с. ш. В этом случае заметных изменений во времени положения полярного фронта не наблюдается.

Повторяемость циклонов претерпевает более существенные климатические изменения по сравнению с градиентами температуры. На территории Восточно-Европейской равнины в настоящее время наблюдается (по отношению к периоду 1948—1990 гг.) смещение максимума циклонической активности на 2—3° к югу. При этом климатические изменения данной характеристики составляют 50—75% ее межгодовой изменчивости.

В отличие от градиента температуры на Западно-Сибирской низменности изменения вдоль меридиана повторяемости центров циклонов в разные климатические периоды значительно отличаются друг от друга. Здесь имеет место заметное по отношению к периоду 1948—1960 гг. смещение к северу на 2—3° максимума циклонической деятельности. Климатические изменения этой характеристики в данном случае составляют 80—100% ее межгодовой изменчивости.

Сравнение положения максимумов горизонтального градиента температуры и циклонической активности указывает на тот факт, что область максимальной повторяемости центров циклонов смещена к югу примерно на 1—2° от полосы с максимальными горизонтальными градиентами температуры.

Таким образом, восточно-европейская ветвь полярного фронта достоверно выделяется по всем показателям. Азиатская ветвь фронта подтверждается в основном полем градиента температуры. Географическое размещение ветвей отличается от их положения на карте полярного фронта в июле С. П. Хромова только деталями. Локализация полярного фронта не выходит за пределы степной и

лесостепной зон во все месяцы лета, а миграция фронта в течение лета малозаметна. Осреднение показателей по долготе в пределах Восточно-Европейской равнины свидетельствует, что максимальный градиент температуры летом локализуется преимущественно на 51—52° с. ш., а максимум повторяемости центров циклонов — на 50—51° с. ш.

Все показатели размещения полярного фронта свидетельствуют о его стабильности в периоды 1948—1960 и 1961—1990 гг. Но в период 1991—2007 гг. максимальная повторяемость центров циклонов на Восточно-Европейской равнине сместилась на 47—48° с. ш., в то время как в 1948—1990 гг. она была примерно на 50° с. ш. Это смещение повторяемости к югу подтверждается значимым расширением полосы максимального градиента осадков.

С локализацией полярного фронта связано увеличение градиента месячных сумм осадков сезона активной вегетации на территории, оно отмечается во все месяцы сезона в среднем на широтах 51—52° с. на Восточно-Европейской равнине и на широтах 53—54° с. на Западно-Сибирской низменности. На рис. 2*а* представлено изменение суммы осадков (май — август) с широтой на территории 47—55° с. ш., 45—60° в. д. за период 1986—2009 гг. На рисунке отчетливо просматривается на фоне увеличения осадков с широтой появление значимого максимума градиента на 51—52° с. ш. во все пятилетия.

Так как вклад осадков сезона активной вегетации в годовую сумму осадков превалирует, то они вносят значительный вклад в формирование контрастности NDVI на исследуемой территории. В качестве иллюстрации на рис. 3 показано изменение осредненного градиента NDVI с широтой на территории между 45 и 46° в. д. в

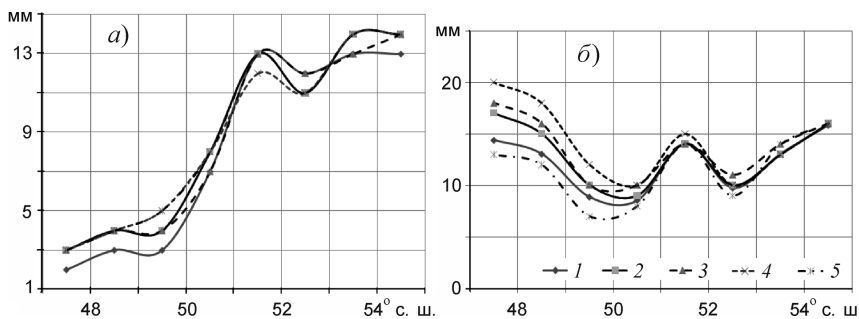


Рис. 2. Изменение с широтой среднего градиента суммы осадков за май — август (*а*) и ноябрь — август (*б*) на территории 47−55° с. ш., 45−60° в. д. за период 1986—2009 гг. *1*) 1986—1990 гг; *2*) 1991—1995 гг.; *3*) 1996—2000 гг.; *4*) 2001—2005 гг.; *5*) 2006—2009 гг.

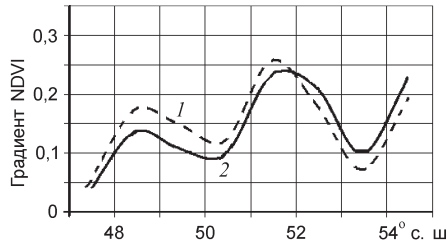


Рис. 3. Изменение среднего градиента NDVI MODIS (июль) с широтой на территории 47—55° с. ш., 45—60° в. д. за период 2001—2010 гг. *1*) 2001—2005 гг.; *2*) 2006—2009 гг.

июле. Видно, что усиление контрастности отмечается между широтами 48 и 49, 51 и 52° с.

Согласно современным представлениям, на данной территории между 48 и 49° с. ш. проходит граница между степной и пустынной растительными зонами (Сафронова, 2002). Точнее, граница разделяет южные (опустыненные) степи (полукустарничково-дерновинно-злаковые) на светло-каштановых почвах и северные пустыни (полынные и фитоценохоры с их преобладанием) на бурых почвах. Переход от пустынной растительности к степной с большей фитомассой отражен в увеличении градиента NDVI.

Второй и наибольший по величине контраст NDVI отмечается на данной территории в полосе 51—52° с. ш., в которой происходит переход от подзоны южной (сухой) степи к подзоне средней степи (Юрковская и др., 2002). Южные степи маркируются участием в качестве полукустарничков содоминантов в типчаково-ковыльных сообществах. Более продуктивные средние степи характеризуются господством типчаково-ковыльных степей с участием ксерофильного разнотравья.

Следует отметить, что формирование контрастности растительности происходит под влиянием осадков не только теплого периода, но и холодного. Роль осадков холодного периода увеличивается в пустынных районах, где их количество становится больше осадков теплого периода. В северной части пустыни происходит резкое увеличение годовых осадков и осадков холодного периода, что проявляется в увеличении их градиента на широтах 47—49° с. (рис. 2*б*). Осадки холодного периода определяют начальную фазу вегетации и обусловливают формирование контраста NDVI в полосе 48—49° с. ш.

Дискуссия

Вначале подчеркнем значение месячных осадков сезона активной вегетации в формировании отклика растительного покрова. Для этого обратимся к результату, показывающему связь между аномалиями месячного значения индекса NDVI AVHRR и месячных сумм осадков в пятиградусной широтной полосе с центром 50° с. ш. на территории России и Казахстана в 1982—1994 гг. (Золотокрылин и др., 2000). Теснота связи была выражена лучше всего в узкой переходной полосе около 50° с. ш. и ослабевала как к северу, так и к югу от нее. Аномалии количества осадков приводят к аномалиям вегетации того же знака с запаздыванием около одного месяца. Максимум функции корреляции предлагалось использовать в качестве маркера между зонами недостаточного увлажнения и сухой. Детальная оценка меридиональных градиентов характеристик поверхности и климата в заданном участке (48—51° в. д.) этой переходной полосы с шагом через 0,5° показала их заметную дифференциацию (Золотокрылин, Титкова, 2004). Меридиональные градиенты вегетационного индекса, альбедо и температуры поверхности по данным AVHRR, а также годовых сумм осадков были наибольшими на широтах 49,5—50 и 51—52° с.

Сопряженность изменения меридиональных градиентов температуры, осадков и NDVI AVHRR была исследована в юго-восточной части Европейской России с целью объяснения причин начала остепнения пустынных районов в конце 1980-х годов (Золотокрылин, Титкова, 2009, 2010). Полученные тогда результаты стали основанием для формулирования гипотезы об обусловленности зональной контрастности степной растительности осадками полярного фронта.

В данной работе прослежено проявление восточно-европейской ветви полярного фронта в полях градиентов осадков и NDVI MODIS. При этом был применен метод анализа изменения с широтой средних показателей полярного фронта, полей градиентов показателей климата и NDVI в заданных меридиональных секторах, что позволило установить широтную полосу проявления сигнала полярного фронта в степной растительности.

Наши более ранние исследования и результаты данной работы свидетельствуют о значении обусловленных полярным фронтом осадков в формировании зонального контраста NDVI (51—52° с. ш.) в степных районах Европейской России. Независимое слежение за этой контрастной полосой с помощью данных о NDVI может быть полезным для понимания механизма возможного сдвига степной зоны в ситуации глобального потепления. Полученные результаты

можно рассматривать как новые доводы в поддержку выдвинутой гипотезы.

Заключение

Исследование географического положения полярного фронта над равнинами России летом в заданные периоды показало, что как восточно-европейская, так и азиатская ветвь полярного фронта достоверно выделяются по всем показателям. Географическое положение ветвей отличается от карты полярного фронта в июле С. П. Хромова только деталями.

Климатические изменения положения полярного фронта на Восточно-Европейской равнине по всем показателям проявляются в современном смещении к югу примерно на 1—2°. На территории Западно-Сибирской низменности полярный фронт по данным о циклонической активности смещается относительно периода 1948—1960 гг. к северу на 2—3°.

Положение полярного фронта влияет на географическое распределение осадков сезона активной вегетации, особенностью которого становится возникновение устойчивого максимума горизонтального градиента осадков на Восточно-Европейской равнине (51—52° с. ш.) и Западно-Сибирской низменности (53—54° с. ш.) в период 1986—2009 гг. Максимум градиента осадков на Восточно-Европейской равнине сохраняется и в случае учета осадков холодного периода.

Положение полярного фронта имеет значение в формировании контрастности растительного покрова на юго-востоке Восточно-Европейской равнины (51—52° с. ш.).

Благодарность

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 10-05-00407-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аскназий А. И. 1934. К вопросу о летней циркуляции над европейской территорией Союза. Журнал геофизики. Т. IV, № 4 (14). С. 423—439.

Золотокрылин А. Н., Коняев К. В., Титкова Т. Б. 2000. Зависимость между аномалиями индекса вегетации и месячных сумм осадков в зоне умеренного и недостаточного увлажнения. Исследование Земли из космоса. № 6. С. 74—78.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б. 2004. Природная переходная зона на Прикаспийской низменности. Известия РАН. Серия географическая. № 2. С. 92—99.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б. 2009. Климатический фактор динамики растительности засушливых земель. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXII. М.: ИГКЭ. С. 79—81.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б. 2010. Климатообусловленная динамика лесостепной, степной и полупустынной растительности России и Казахстана. Известия РАН. Серия географическая. № 2. С. 40—68.

Сафронова И. Н. 2002. Фитоэкологическое картографирование Северного Прикаспия. В сб.: Геоботаническое картографирование. 2001—2002. СПб. С. 44—65.

Справочник эколого-климатических характеристик Москвы. 2005. Под ред. А. А. Исаева. М.: Изд-во МГУ. Т. 2. 410 С.

Хромов С. П. 1940. Новые карты главных фронтальных зон. Метеорология и гидрология. № 8. С. 11—19.

Хромов С. П. 1948. Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат. 696 С.

Хромов С. П. 1950. Географическое размещение климатологических фронтов. Известия Всесоюзного географического общества. № 2. С. 126—137.

Юрковская Т. К., Ильина Е. С., Сафронова И. Н. 2002. Макроструктура растительного покрова России: анализ карты. В сб.: Геоботаническое картографирование. 2001—2002. СПб. С. 3—15.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРИОДОВ ЗАСУХ И ИЗБЫТОЧНОГО УВЛАЖНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

В. В. Оганесян

Россия, 123242 Москва, Б. Предтеченский пер., д. 11—13, Гидрометцентр России. vog@mecom.ru

Реферат. Представлены результаты статистических исследований повторяемости засух и условий избыточного увлажнения для разных месяцев. Использованы также результаты исследований других авторов. Получены и систематизированы количественные оценки интенсивности засух и случаев избыточного увлажнения.

Ключевые слова. Избыточное увлажнение, изменчивость условий погоды, статистическое распределение, тренд временного ряда, пространственный корреляционный анализ, количественные оценки, интенсивность засух.

CLIMATIC CHANGES OF THE PERIODS OF DROUGHTS AND EXCESSIVE MOISTENING IN THE TERRITORY OF RUSSIA

V. V. Oganesyan

Hydrometeorological Research Centre of the Russian Federation, 11—13, Bolshoi Predtechenskii per., 123242 Moscow, Russia. vog@mecom.ru

Abstract. Presented are the results of statistical studies of repeatability of droughts and conditions of excessive moistening for various months. Results of studies of other authors also have been used. Quantitative estimates of drought intensity and of the cases of excessive moistening are obtained and systematized.

Key words. Excessive moistening, variability of weather conditions, statistical distribution, time series trend, spatial correlation analysis, quantitative estimates, drought intensity.

Введение

Обеспеченность долгосрочных прогнозов погоды (то есть отношение числа прогнозов, в которых отклонения значений прогнозируемых метеорологических величин от фактических не вышли за установленные допустимые пределы, к общему числу данных прогнозов), составляемых всеми известными сегодня научными методами, пока еще ниже требований, предъявляемых практикой сельскохозяйственного производства. В практике сельскохозяйственной деятельности долгосрочные прогнозы погоды принимаются во внимание, но не в качестве основы для планиро-

вания всех видов работ, а лишь как вспомогательный материал, учитываемый наряду с другими обстоятельствами. В основу планирования берутся средние климатические данные, т. е. наиболее типичные для данной местности условия погоды, характерные для каждого сезона. На продуктивность полей влияют влажность почвы и воздуха, количество осадков, тепла, света. Особенно важно это в условиях недостаточного атмосферного увлажнения, характерного для 70% сельхозугодий России. По масштабам потерь первое место занимает засуха. В годы засух урожайность снижается на 20—25%, а в годы жестоких засух (повторяемость примерно раз в 100 лет) — на 40% и более. В зависимости от времени наступления различают три типа засух: весеннюю, летнюю и осеннюю. Наиболее опасна весенняя, развивающаяся на фоне недостаточного увлажнения почвы осадками в осенне-зимний период. В экономике страны около 60% суммарных метеорологических потерь приходится на сельское хозяйство, из них более 60% составляют непредотвращенные потери. Примерно 50% из суммарных потерь вызываются засухами (Селянинов, 1958).

В настоящей работе предпринята попытка выявить с помощью статистического анализа климатические изменения периодов засух и избыточного увлажнения на территории России за последние 50 лет.

Методы и материалы

Обычно под засухой (Особенности засухи..., 1973) понимают комплекс метеорологических и биологических явлений, обусловленных длительным и значительным недостатком осадков при высокой температуре воздуха в вегетационный период, когда в результате испарения с поверхности почвы исчерпываются запасы влаги в ней и создаются неблагоприятные условия для произрастания сельскохозяйственных культур.

Для количественного выражения агроклиматических условий и степени засушливости пользуются специальными гидротермическими коэффициентами, являющимися условными показателями обеспеченности растений влагой. Основными физическими признаками засухи являются отсутствие осадков и высокая температура, хотя окончательным критерием ее может быть состояние растений. В качестве показателя увлажненности K_C (Селянинов, 1958) предложено отношение количества осадков к сумме средней суточной температуры выше 10°С:

$$K_C = \frac{\sum R}{0{,}1\sum T},$$

где ΣR — количество осадков (мм) за вегетационный период (апрель — июль), ΣT — сумма средней суточной температуры выше 10°С за то же время.

Установлены следующие типы климатических условий в зависимости от величины K_C: <0,5 — очень засушливо; 0,5—1,0 — засушливо; >1,0 — избыточно влажно. Такой способ оценки увлажнения территории получил широкое распространение при исследовании засух, особенно среди агрометеорологов. Этот показатель хорошо согласуется с геоботаническими зонами. Так, $K_C = 1{,}1—1{,}3$ соответствует лесной, $K_C = 0{,}8—1{,}0$ — лесостепной, $K_C = 0{,}6—0{,}8$ — степной, $K_C = 0{,}3—0{,}5$ — полупустынной и $K_C < 0{,}3$ — пустынной зонам. Существует показатель увлажнения Н. Н. Иванова (Иванов, 1941), который вычисляется путем деления количества осадков на испаряемость:

$$K_И = R/E,$$

где $E = 0{,}0018(T + 25)^2(100 - \alpha)$, α — относительная влажность, все значения средние месячные. Засуха отмечается при $K_И \leq 0{,}25—0{,}35$.

Существуют разные определения засух и более 10 индексов, определяющих их интенсивность: метеорологические, гидрологические, агрометеорологические и экономические индексы. Засуха является природным явлением, но не всегда является стихийным бедствием, т. е. способна наносить ущерб. Для количественного описания засухи как стихийного бедствия могут использоваться такие показатели, как их продолжительность или причиненный ими экономический ущерб в денежном выражении.

Интенсивность засухи, способной вызвать ущерб, предлагается оценивать по 10-балльной шкале (Feng, Zhang, 2005). Само понятие засухи было определено в данной работе как отсутствие осадков в течение периода, большего чем 31 сут. По данным, приведенным авторами цитируемой работы, продолжительность засухи варьировала от 31 до 1092 сут. Таким образом, связь между интенсивностью засухи в баллах и дефицитом осадков может быть выражена в виде логарифмической зависимости (Feng, Zhang, 2005):

$$N = a \lg Pt + b, \qquad (1)$$

где N — интенсивность засухи, P — аномалия осадков (%):

$$P = \frac{P_i - \overline{P}}{\overline{P}} \cdot 100\%,$$

P_i — количество осадков в течение засухи, $\overline{P}$ — среднее многолетнее количество осадков (значение аномалии берется по модулю), t —

продолжительность засухи (сут), a и b — коэффициенты, которые должны быть определены.

Чтобы распределить интенсивность засухи по 10-балльной шкале, авторы предлагают считать $N = 6$ при $P = 70\%$ и $t = 90$ сут и $N = 2$ при $P = 20\%$ и $t = 30$ сут. Подставив эти значения в уравнение (1), получаем

$$6 = a \lg 70 \times 90 + b,$$

$$2 = a \lg 20 \times 30 + b, \qquad (2)$$

откуда $a \approx 5, b \approx -9$. Таким образом, выражение для определения интенсивности засухи примет вид

$$N = 4 \lg Pt - 9. \qquad (3)$$

Предлагается считать засухи катастрофическими при $N \geq 8$, при $6 \leq N < 8$ — сильными, при $4 \leq N < 6$ — средними и при $N < 4$ — слабыми.

Другим показателем классификации засух по интенсивности может служить величина зафиксированного материального ущерба. В этой же работе (Feng, Zhang, 2005) рассматривались только прямые экономические потери. Аналогично определению интенсивности засух по продолжительности формула расчета интенсивности засух по экономическому ущербу авторами была представлена в виде

$$G = a \lg D + b. \qquad (4)$$

Здесь D — экономические потери в денежном выражении, a и b — неизвестные коэффициенты. Чтобы распределить интенсивность засух от 1 до 10, авторами было предложено считать $G = 8$ при $D = 10$ млн. (юаней), $G = 4$ при $D = 0{,}1$ млн. Подставив эти значения в (4), авторы получили $a = 2$ и $b = -4$ и $G = 2\lg - 4$ и предложили считать засухи при $G > 8$ катастрофическими, при $6 < G < 8$ — сильными, при $4 < G < 6$ — средними и при $G < 4$ — слабыми.

В США при изучении засух применяют индексы Шера (Shear, 1972) и Палмера (Palmer, 1965; Vaiksnoras, Palmer, 1973), которые базируются на учете месячной аномалии влажности почвы, продолжительности засушливых периодов и средних месячных значений температуры и количества осадков. С их помощью определяется степень увлажнения почвы посредством 11 классов: от экстремально влажных месяцев (индекс более 4,0) до экстремально сухих (индекс менее −4,0). Многочисленные исследования показывают, что коэффициент Палмера для оценки интенсивности засухи (Palmer Drought Severity Index — PDSI) увеличивается на всей планете из-за глобальных изменений климата. В работе (Burke et al.,

2006) показано, что “значение PDSI для умеренной засухи, в настоящее время составляющее 25% земной поверхности, увеличится до 50% к 2100 г.; его значение для сильной засухи (сейчас около 8%) увеличится до 40%, а значение для чрезвычайной засухи (сейчас 3%) — до 30%.” То есть, согласно результатам этого исследования, через несколько десятков лет примерно третья часть земной суши станет непригодна для ведения сельского хозяйства. В некоторых работах (Архипова, 1973; Бучинский, 1970) отмечается тесная зависимость между температурой почвы и воздуха (коэффициент корреляции 0,94). Поэтому ее не следует включать в главные факторы показателей засух, если туда уже входит температура воздуха. Подобным образом не следует вводить в критерий засухи как независимый параметр относительную влажность воздуха, которая полностью определяется температурой и влажностью. Последняя зависит как от содержания влаги в воздухе (внешний влагооборот), так и от поступления ее в атмосферу вследствие внутреннего влагооборота (испарение выпавших осадков с поверхности почвы). Таким образом, индекс, характеризующий условия засухи в *i*-м регионе (пункте), включает алгебраическую сумму аномалий температуры воздуха ΔT, осадков ΔR и влажности ΔE деятельного слоя почвы, нормированных на их дисперсии:

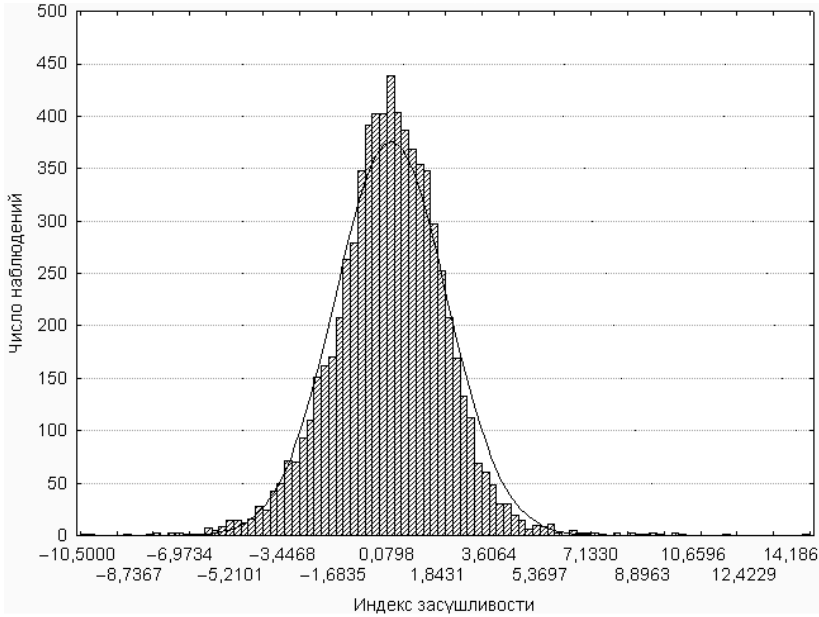
$$S_i = \frac{\Delta T}{\sigma_T} - \frac{\Delta R}{\sigma_R} - \frac{\Delta E}{\sigma_E}.$$

В случае атмосферной засухи учитываются только первые два слагаемые, при почвенной засухе — только третье. Для засушливых условий этот индекс будет существенно больше нуля, для избыточного увлажнения — существенно меньше. Этот индекс был предложен Д. А. Педем (Педь, 1975).

В настоящей работе условия избыточной атмосферной увлажненности и засушливости оценивались при помощи показателя Д. А. Педя (Педь, 1975) по данным 11 наблюдательных станций на территории России за апрель — август 1949—2005 гг. (57 лет). Территория расположения станций охватывает основные сельскохозяйственные районы, дающие сельскохозяйственную продукцию, урожайность которой зависит от условий атмосферной увлажненности. Станции расположены примерно на одной широте от 24 до 93° в. д.

Результаты

Гистограмма статистического распределения S_i представлена на рисунке. Видно, что распределение S_i близко к нормальному в отличие от распределения суммы осадков. Это может свидетель-



Статистическое распределение индекса, характеризующего условия засухи или избыточного увлажнения.

ствовать о том, что показатель S_i в большей степени характеризуется температурой воздуха. По данным рисунка можно определить, какие условия можно считать засухой, а какие — избыточным увлажнением. Экстремумы S_i изменяются от 14 до −10 при норме около 0,08. Острая форма представленного распределения свидетельствует о большой повторяемости значений S_i от 2 до −2. Таким образом, условия засухи характеризуются значениями от 2 до 14, а условия избыточного увлажнения — от −2 до −10. (Аналогичные значения использовались в работе (Садоков и др., 2008).) Разумеется, такая классификация в некоторой степени субъективна и достаточно условна, но она дает представление о частоте появления условий засухи и избыточного увлажнения и показывает, что эти явления достаточно редкие. Так, значения S_i в диапазоне −7...−10,5 наблюдались 4 раза, а в диапазоне 10 —14— 7 раз за исследуемый период в 57 лет.

Значения средних распределились следующим образом:

— условия увлажнения: $S_i \leq -0{,}1$;

— засушливые условия: $S_i \geq 0$;

— избыточное увлажнение: $S_i \leq -2{,}0$;

Таблица 1

Экстремальные и средние значения индекса засушливости S_i по месяцам

Годы с избыточной увлажненностью			Засушливые годы		
S_i	Число случаев	Год	S_i	Число случаев	Год
Апрель					
≤–0,1	21	–	≥0	38	–
≤–2,0	–	–	≥2	2	1951, 2000
Минимальное среднее	–1,7	1958, 1987	Максимальное среднее	2,7	2000
Абсолютный минимум	–6,4	1958	Абсолютный максимум	6,5	2000
Май					
≤–0,1	25	–	≥0	32	–
≤–2,0	–	–	≥2	1	1979
Минимальное среднее	–1,8	1965	Максимальное среднее	2,2	1979
Абсолютный минимум	–5,7	1956, 2000	Абсолютный максимум	5,6	1979
Июнь					
≤–0,1	23	–	≥0	34	–
≤–2,0	–	–	≥2	3	1964, 1998, 1999
Минимальное среднее	–1,5	1993	Максимальное среднее	2,4	1999
Абсолютный минимум	–5,4	1979	Абсолютный максимум	5,7	1981
Июль					
≤–0,1	16	–	≥0	41	–
≤–2,0	–	–	≥2	6	1959,1972, 1999, 2001, 2002, 2005
Минимальное среднее	–1,5	1993	Максимальное среднее	3,5	2002
Абсолютный минимум	–4,8	1986	Абсолютный максимум	6,4	2002
Август					
≤–0,1	18	–	≥0	39	–
≤–2,0	–	–	≥2	4	1951, 1972, 2001, 2002
Минимальное среднее	–1,5	1987	Максимальное среднее	2,8	1951
Абсолютный минимум	–5,7	1987	Абсолютный максимум	5,3	1951

— засуха: $S_i \geq 2{,}0$.

На выбранных станциях для каждого месяца в отдельности с мая по август определялись средние и экстремальные значения индекса S_i — абсолютные минимумы и максимумы. Из выбранных средних значений также находили их максимум и минимум (табл. 1). К случаям засухи относились такие, когда индекс засушливости попадал в соответствующую градацию хотя бы на одной станции (табл. 2).

Характерные размеры площадей, охватываемых засухой, можно оценить по представленной в табл. 3 пространственной корреля-

Таблица 2

Статистические характеристики S_i по станциям

Станция	Среднее значение	Стандартное отклонение	Минимальное значение	Максимальное значение	Оценка тренда
Рига	0,106	1,53	−5,72	5,87	0,98
Великие Луки	−0,019	1,58	−5,59	3,91	0,81
Казань	0,018	1,69	−5,45	7,16	0,94
Москва	0,042	1,87	−6,11	5,87	0,43
Красноуфимск	0,074	2,05	−10,06	6,99	0,22
Екатеринбург	0,031	1,92	−10,05	5,60	0,36
Тара	0,030	1,78	−5,90	4,75	1,42
Курган	−0,037	1,47	−4,20	4,80	0,32
Томск	0,024	2,09	−7,03	9,17	1,37
Красноярск	−0,035	1,86	−5,49	7,11	1,29
Барабинск	−0,129	2,84	−8,97	14,69	2,18

Таблица 3

Корреляционная матрица между станциями для всего ряда наблюдений

Станция	Рига	Великие Луки	Казань	Москва	Красноуфимск	Екатеринбург	Тара	Курган	Томск	Красноярск	Барабинск
Рига	1	***0,72***	0,30	***0,51***	0,11	0,03	0,04	0,05	0,09	−0,03	0,09
Великие Луки	***0,72***	1	***0,51***	***0,69***	0,24	0,13	0,07	0,13	0,09	0,06	0,13
Казань	0,30	0,51	1	***0,59***	***0,61***	***0,52***	0,33	***0,44***	0,17	0,02	0,28
Москва	***0,51***	***0,69***	***0,59***	1	0,35	0,23	0,13	0,16	0,09	0,01	0,15
Красноуфимск	0,11	0,24	***0,61***	0,35	1	***0,75***	***0,50***	0,62	0,25	0,11	0,37
Екатеринбург	0,03	0,13	***0,52***	0,23	***0,75***	1	***0,53***	***0,69***	0,25	0,12	0,36
Тара	0,04	0,07	0,33	0,13	***0,50***	0,53	1	***0,73***	***0,61***	0,35	***0,65***
Курган	0,05	0,13	***0,44***	0,16	***0,62***	***0,69***	***0,73***	1	0,39	0,20	***0,51***
Томск	0,09	0,09	0,17	0,09	0,25	0,25	***0,61***	0,39	1	***0,65***	***0,70***
Красноярск	−0,03	0,06	0,02	0,01	0,11	0,12	0,35	0,20	***0,65***	1	***0,44***
Барабинск	0,09	0,13	0,28	0,15	0,37	0,36	***0,65***	***0,51***	***0,70***	***0,44***	1

ционной матрице. В таблице жирным курсивом выделены коэффициенты корреляции при уровне значимости 95%. Учитывая расстояния между станциями в километрах, получаем, что радиус корреляции равен 600—800 км. Площади, охватываемые засухой, связанной с одним синоптическим процессом (антициклоном), рассчитываются как площади круга соответствующего радиуса и составляют примерно 1,5—2 млн. км^2 или 150—200 млн. га (сель-

скохозяйственное производство в России ведется на 197,6 млн. га, из них посевных площадей 88 млн. га). Наиболее подвержены засухам Северо-Кавказский район, Нижнее и Среднее Поволжье и Южный Урал. На территории Челябинской области за период с 1970 по 2006 г. было зарегистрировано 20 случаев засухи. Слабые засухи и суховеи здесь бывают почти ежегодно (вероятность 95%), а в 2004 г. засуха продолжалась 110 сут (Иванов, Кирюшин, 2009).

Заключение

Как следует из проведенного анализа, за исследуемый отрезок времени на указанных выше наблюдательных станциях не было ни одного случая избыточного увлажнения по приведенному выше критерию. К наиболее "увлажненным" территориям за рассмотренный период относятся наблюдательные станции Великие Луки, Курган, Красноярск и Барабинск. Самые минимальные значения индекса S_i отмечались на станциях Екатеринбург и Красноуфимск (менее −10), а наибольшие значения (9—14) — в Томске и Барабинске. Наиболее "увлажненным" месяцем можно считать май (25 случаев), а наименее "увлажненным" — июль (16 случаев). Засушливые условия наблюдались чаще в июле (41 случай) — наиболее засушливом месяце, в мае — наименее засушливом месяце — 32 случая. Засуха, согласно критерию S_i, наблюдалась 16 раз, причем видна явная тенденция увеличения индекса засушливости в последние годы (табл. 2) на всех исследованных станциях, где все тренды положительные. Выявленное преобладание по числу наблюдательных станций засушливых условий над условиями увлажнения можно объяснить условиями их формирования. Засушливые условия, как правило, связаны с возникновением блокирующих ситуаций в нижней тропосфере и у земли. Такие ситуации обычно охватывают большую территорию и продолжительны по времени, поэтому возникновение засухи регистрируется примерно на 25% станций. Избыточное увлажнение в теплый период года связано с циклонической деятельностью, динамические характеристики которой неустойчивы и редко охватывают большие районы и длительный период времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипова Л. А. 1973. Температурный режим поверхности почвы на юго-востоке Западной Сибири. Труды Зап.-Сиб. НИГМИ. Вып. 12. С. 126—135.

Бучинский И. Е. 1970. Засухи, суховеи, пыльные бури на Украине и борьба с ними. Киев: Урожай. 216 С.

Иванов А. Л., Кирюшин В. И. (ред.) 2009. Глобальные изменения климата и прогноз рисков в сельском хозяйстве России. М.: Россельхозакадемия. 518 С.

Иванов Н. Н. 1941. Зоны увлажнения земного шара. Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. № 3. С. 261—288.

Особенности засухи 1972 г. на Украине. 1973. Под ред. К. Т. Логвинова. Л.: Гидрометеоиздат. 39 С.

Педь Д. А. 1975. О показателе засухи и избыточного увлажнения. Труды Гидрометцентра СССР. Вып. 156. С. 19—38.

Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н. 2008. Статистические свойства временных рядов для оценки условий увлажненности и засушливости по основным сельскохозяйственным районам России и Беларуси. Труды Гидрометцентра России. Вып. 342. С. 17—22.

Селянинов Г. Т. 1958. Происхождение и динамика засух. В кн.: Засухи в СССР, их происхождение, повторяемость и влияние на урожай. Л.: Гидрометеоиздат. С. 5—30.

Feng L. H. and Zhang X. C. 2005. Quantitative expression on drought magnitude and disaster intensity. Natural Hazards and Earth System Sciences. No. 5. PP. 495—498.

Palmer W. C. 1965. Meteorological drought. Res. Paper. No. 45.

Shear J. 1972. A direct moisture balance method of drought evolution. Int. Geogr. J. Montreal. Vol. 16. PP. 196—197.

Vaiksnoras J. and Palmer W. 1973. Meteorological drought in Tennessee. J. Tenn. Acad. Sci. Vol. 48, No. 1. PP. 22—30.

Burke E. J., Brown S. B., and Christidis T. 2006. Modeling the recent evolution of global drought and projections for the twenty-first century with the Hadley Centre Climate Model. J. Hydrometeorol. Vol. 7. PP. 1113—1125.

УЧЕТ ЭФФЕКТА УРБАНИЗАЦИИ ПРИ ОЦЕНКЕ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА

А. В. Мещерская[1)], *Н. А. Сперанская*[2)], *М. П. Голод*[1)]

[1)]Россия, 194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7, Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова, avmeshcher@mail.ru

[2)]Россия, 199053 Санкт-Петербург, В. О., 2-я линия, д. 23, Государственный гидрологический институт. speran@mail.rcom.ru

Реферат. По данным архива Лугиной и др. (Lugina et al., 2006 updated) за 1951—2009 гг. оценены изменения аномалий средней температуры воздуха за год и по сезонам в трех широтных зонах Северного полушария: центральной (30—60° с. ш.), северной (60—90° с. ш.) и южной (0—30° с. ш.). Учитывались данные метеорологических станций, находящихся вблизи населенных пунктов с населением до 500 тыс. и до 200 тыс. человек. В центральной широтной зоне при ограничении численности населения до 500 тыс. человек увеличение аномалий годовой температуры воздуха за 1951—2009 гг. составило 1,1°С. Это меньше, чем по данным всех станций, на 0,09°С (или на 8,2%). Последнее значение можно рассматривать как вклад урбанизации, поскольку за 1951—2009 гг. разность изменения аномалий температуры воздуха на метеостанциях вблизи населенных пунктов с населением менее 500 тыс. и менее 200 тыс. человек очень мала. В северной широтной зоне от 85 до 95% метеорологических станций в зависимости от конкретной страны находятся вблизи населенных пунктов с населением менее 50 тыс. человек. Эффект урбанизации здесь не выявлен. В южной широтной зоне вклад урбанизации также не обнаружен вследствие сглаженного годового хода аномалий температуры воздуха с минимальными значениями аномалий зимой и отсутствия отопления зданий.

Ключевые слова. Изменение температуры, Северное полушарие, широтная зона, численность населения, эффект урбанизации.

TAKING INTO ACCOUNT THE URBANIZATION EFFECT WHEN ASSESSING AIR TEMPERATURE CHANGES IN THE NORTHERN HEMISPHERE IN THE SECOND HALF OF THE 20th CENTURY

A. V. Meshcherskaya[1)], *N. A. Speranskaya*[2)], *and M. P. Golod*[1)]

[1)]Voeikov Main Geophysical Observatory, 7, ul. Karbysheva, 194021 St. Petersburg, Russia. avmeshcher@mail.ru

[2)]State Hydrological Institute, 23, Vtoraya liniya, V. O., 199053 St. Petersburg, Russia. speran@mail.rcom.ru

Abstract. Using data from Lugina et al. archive (Lugina et al., 2006 updated), changes in the anomalies of annual and seasonal means of air temperature in 1951—2009 were assessed for three latitudinal belts of the Northern Hemisphere: central (30°—60° N), northern (60°—90° N) and southern one (0°—30° N). Only the data from meteorological stations located near settlements with population up to 500 thousand people and up to 200 thousand people were taken into consideration. In the central latitudinal belt, under population limit of 500 thousand people, an increase in annual air temperature anomalies by 1.1°C was detected in 1951—2009. This value is by 0.09°C (or by 8.2%) less than respective temperature trend assessed with the data from all meteorological stations of the belt. This difference can be considered as the contribution of urbanization, because the difference between temperature trends assessed under population limits of 500 thousand people and 200 thousand people is very small. In the northern latitudinal belt, 85 to 95% of meteorological stations (depending on particular country) are located near settlements with population less than 50 thousand people. The urbanization effect was not detected there. In the southern latitudinal belt the urbanization effect was neither detected due to smoothed annual variations of air temperature anomalies (with minimum values of anomalies in winter) and absence of building heating.

Key words. Temperature change, Northern Hemisphere, latitudinal belt, population, urbanization effect.

Введение

В многочисленных работах последних десятилетий выявлено и оценено повышение глобальной и региональной температуры воздуха, а также температуры воздуха Северного и Южного полушарий. Поскольку многие метеорологические станции расположены вблизи городов и населенных пунктов, необходимо выделить ту часть потепления, которая связана с урбанизацией, т. е. с ростом городов и влиянием их жизнедеятельности на повышение средней по площадям температуры воздуха.

Хорошо известен ряд публикаций на эту тему, относящихся к концу 1980-х — началу 1990-х годов. В работе (Karl et al., 1988) приведены оценки влияния эффекта урбанизации на годовую температуру воздуха на территории США за 1901—1984 гг. по данным 1219 метеорологических станций. Показано, что этот эффект невелик: он составляет всего 0,06°C/10 лет. Сильнее всего влияние урбанизации проявляется на величине суточного минимума температуры воздуха (0,13°C/10 лет) и суточной амплитуды температуры (−0,14°C/10 лет). Аналогичные проработки выполнены П. Я. Гройсманом и В. В. Кокнаевой (1991) для западной части

бывшего СССР, территории США, Китая и Австралии. За исключением территории Австралии, разности коэффициентов линейных трендов средней годовой температуры воздуха на урбанизированных и сельских территориях за период с 1901 по 1984 г. статистически незначимы (0,02°С/100 лет). Для Австралии вклад урбанизации оказался более существенным: 0,1°С за 1930—1987 гг.

Вопрос о роли урбанизации возник вновь в 2008—2009 гг. Отчасти это связано с увеличением темпов потепления с середины 70-х годов XX века. В отчете IPCC (IPCC, 2007) скорость повышения среднегодовой температуры воздуха Северного полушария за 1901—2005 гг. оценена примерно в 0,08°С/10 лет, в то время как интенсивность ее повышения с середины 1970-х годов составляет около 0,18°С/10 лет. По мнению экспертов IPCC, такие изменения температуры воздуха определяются в основном антропогенными факторами (прежде всего, увеличением концентраций диоксида углерода и метана). Эффект же урбанизации в повышении глобальной температуры воздуха оценивается в 0,006°С/10 лет.

С другой стороны, есть группа ученых (скептиков), которые считают, "что положительный тренд глобальной температуры в наибольшей степени обусловлен фактором урбанизации территорий, на которых находятся метеорологические станции. Большая часть таких станций в Европе, России и США оказались за последние три десятилетия в зоне городской застройки. Это означает, что они были подвержены искусственному подогреву, не связанному с потеплением климата" (Покровский, 2010). В цитируемой статье для территории США приведены поправки для увеличения температуры воздуха из-за нерепрезентативности данных метеорологических станций. Эти поправки сопоставимы с величиной потепления.

В связи с разными мнениями и оценками представляется целесообразным вновь оценить долю потепления, обусловленную урбанизацией, по более современным наблюдениям за температурой воздуха в условиях глобального потепления.

Методы и материалы

Для решения поставленной задачи использованы ряды среднегодовой и сезонной температуры воздуха Северного полушария, подготовка которых была организована в начале 1980-х годов в Главной геофизической обсерватории, а впоследствии продолжена в Государственном гидрологическом институте. При создании этого архива особое влияние уделялось выбору метеорологических станций. Метеорологические станции, расположенные в крупных городах с населением, превышающим 800 тыс. человек, как правило,

не использовались. Этот архив в настоящее время ежегодно дополняется и известен как архив К. М. Лугиной, П. Я. Гройсмана, К. Я. Винникова, В. В. Кокнаевой и Н. А. Сперанской (2006). В мировой литературе его обычно называют архивом Lugina et al., 2006.

Первоначально для Северного полушария архив содержал данные 301 метеорологической станции, в дальнейшем их число и состав несколько изменились и в настоящее время он включает 430 станций. При этом сохранялся принцип однородности рядов и относительной равномерности расположения станций. Во всех расчетах использовались не абсолютные значения, а аномалии температуры воздуха как отклонения от средних значений за 1951—1975 гг.

Для осреднения аномалий температуры воздуха по площади использовался наиболее точный метод оптимального осреднения с нормировкой весов, разработанный Р. Л. Каганом (1979) и адаптированный П. Я. Гройсманом и К. М. Лугиной (Гройсман, Лугина, 1985; Гройсман и др., 1986) к задаче осреднения термических полей по разным территориям (от отдельных частей континентов до глобальных масштабов). В монографии К. Я. Винникова (1986) показано, что при использовании метода оптимального осреднения для расчета средней годовой температуры Северного полушария при наличии 300 станций погрешность осреднения составляет 0,03°С. Увеличение числа станций более чем в два раза (776 станций) приводит лишь к незначительному уменьшению ошибки осреднения (от 0,03 до 0,023°С). Связано это с тем, что увеличение числа станций возможно только там, где они есть, т. е. в хорошо обжитых районах. В Сибири (кроме юга), на севере России, в горных районах сеть остается редкой. А добавление станций в обжитых районах приводит только к увеличению неравномерности их размещения.

Методика оценки роли урбанизации состояла в разделении метеостанций из архива Лугиной и др. (Lugina et al., 2006) на три выборки: первая включала все метеорологические станции, вторая — метеостанции вблизи пунктов с населением менее 500 тыс. человек, третья — метеостанции в пунктах с населением менее 200 тыс. человек. Кроме того, каждая из выборок делилась на три широтные зоны: северную (60—90° с. ш.), центральную (30—60° с. ш.) и южную (0—30° с. ш.). Последнее связано с несколько разным характером изменения аномалий температуры воздуха в каждой зоне в течение XX в. и его второй половине, а также с разной плотностью сети станций. В пределах каждой из 9 выборок ряды аномалий температуры воздуха за 1951—2009 гг. осреднялись методом

оптимального осреднения с нормировкой весов и рассчитывались коэффициенты линейных трендов. Их сравнение позволяет сделать выводы о вкладе урбанизации в изменение температуры воздуха в трех широтных зонах Северного полушария.

Результаты

Анализ численности населения в населенных пунктах вблизи метеорологических станций, использованных в работе

Поскольку численность населения менялась во времени, в статье использовались сведения по состоянию на 2010 г. По территории России — это результаты последней переписи населения, по зарубежным странам данные выбирались по Интернету.

В табл. 1 приведено общее число метеорологических станций по странам и материкам, а также число метеорологических станций вблизи населенных пунктов с населением менее 500 тыс. и менее 200 тыс. человек. Из 429 метеорологических станций 85 расположены в северной широтной зоне (60—90° с. ш.), 195 — в центральной (30—60° с. ш.) и 149 — в южной (0—30° с. ш.)

При ограничении численности населения до 500 тыс. и 200 тыс. человек число метеорологических станций вблизи таких населенных пунктов должно уменьшаться. Но практически это не относится к северной широтной зоне, где нет станций вблизи населенных пунктов с населением более 500 тыс. человек, а в интервале от 200 тыс. до 500 тыс. человек имеется только 4 станции.

Таблица 1

Число метеорологических станций по широтным зонам и материкам в зависимости от численности населения близлежащих населенных пунктов

Зона, град. с. ш.	Европа	СНГ	Америка и Канада	Азия и Африка	Северное полушарие
Все метеорологические станции					
60—90	24	39	22	—	85
30—60	48	52	54	41	195
0—30	—	—	37	112	149
Вблизи пунктов с населением менее 500 тыс. человек					
60—90	24	39	22	—	85
30—60	29	45	49	20	143
0—30	—	—	25	87	112
Вблизи пунктов с населением менее 200 тыс. человек					
60—90	24	36	21	—	81
30—60	21	37	44	10	112
0—30	—	—	18	64	82

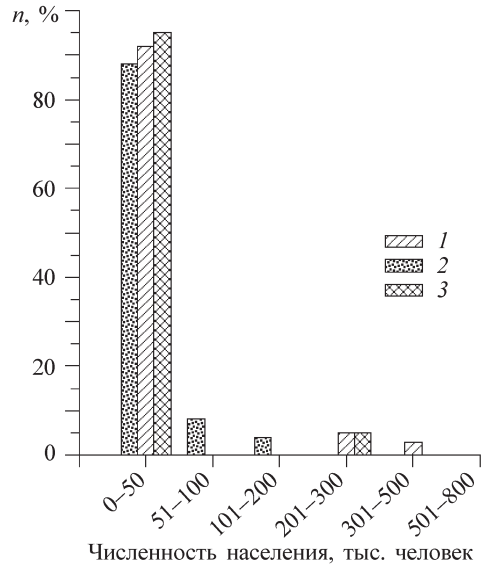


Рис. 1. Доля *n* метеорологических станций вблизи населенных пунктов с разной численностью населения от общего числа метеостанций согласно архиву температуры воздуха Северного полушария (Lugina et al., 2006). Широтная зона 60—90° с. ш. *1* — Европа; *2* — СНГ; *3* — Канада, Америка.

Как показано на рис. 1, более 85% станций в СНГ, более 92% станций в Европе и более 95% метеорологических станций в Канаде и США (Аляска) расположены вблизи населенных пунктов с численностью населения менее 50 тыс. человек.

В центральной широтной зоне число метеорологических станций существенно сократилось до 143 вблизи населенных пунктов с населением менее 500 тыс. человек и до 112 с численностью населения менее 200 тыс. человек. При этом распределение числа станций по градациям численности населения близлежащих населенных пунктов в тысячах человек (рис. 2*а*) и в процентах от общего числа станций (рис. 2*б*) в центральной зоне существенно более равномерное, чем в северной. На долю метеорологических станций при населенных пунктах с численностью населения менее 50 тыс. человек в этой зоне приходится 34,4%, а доля городов с населением более 800 тыс. человек составляет 12,3%.

В южной зоне (табл. 1, рис. 3) из 149 метеорологических станций число станций при населенных пунктах с населением менее 50 тыс. человек составляет 28,2%, а доля крупных городов с населением более 800 тыс. человек равна 18,8%. Таким образом, южная зона характеризуется несколько меньшим числом малонаселенных

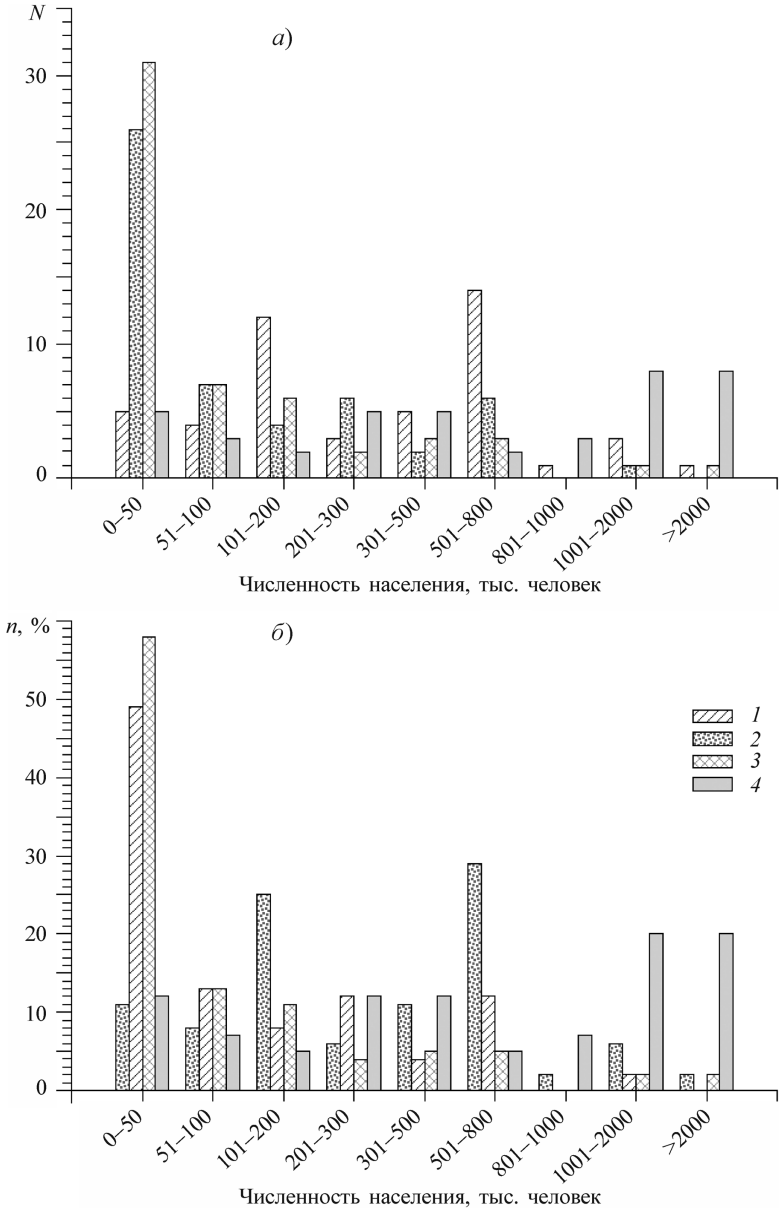


Рис. 2. Число *N* метеорологических станций вблизи населенных пунктов с разной численностью населения (*а*) и их доля *n* от общего числа станций согласно архиву температуры воздуха Северного полушария (Lugina et al., 2006) (*б*). Широтная зона 30—60° с. ш. *1* — Европа; *2* — СНГ; *3* — Канада, Америка; *4* — Азия, Африка.

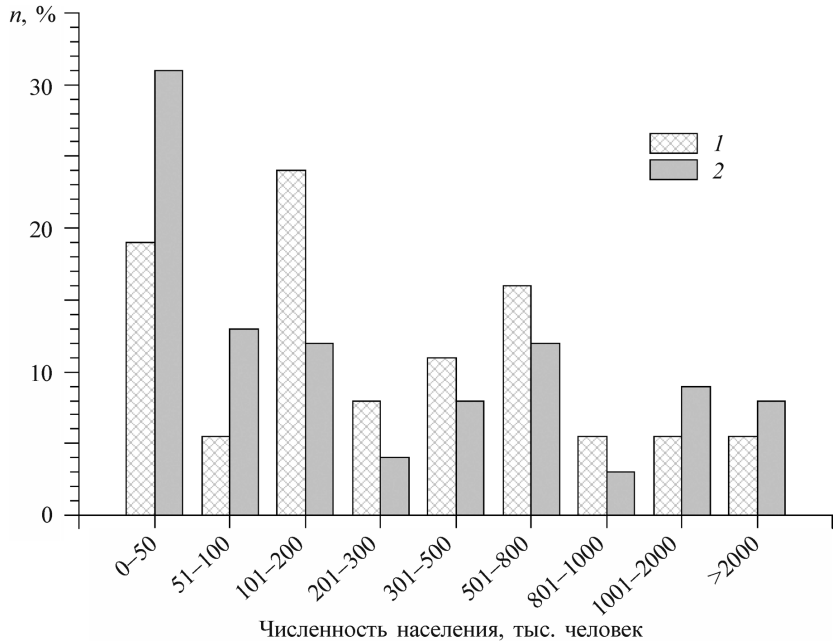


Рис. 3. То же, что на рис. 1, для широтной зоны 0—30° с. ш.
1 — Америка; *2* — Азия, Африка.

пунктов и на треть большим числом крупных городов по сравнению с центральной зоной.

Априори можно ожидать, что вклад урбанизации в северной зоне выделить не удастся, а в южной зоне он будет немногим больше, чем в центральной зоне.

Хотя первоначально при формировании архива данных по Северному полушарию метеорологические станции с населением более 800 тыс. человек не включались в архив, в настоящее время вследствие роста городов некоторое число таких станций все-таки присутствует в архиве, чтобы обеспечить равномерность распределения метеорологических станций по территории и избежать белых пятен на карте. Преимущественно это станции в многонаселенных районах Африки и зарубежной Азии (рис. 2, 3).

Оценки изменения аномалий температуры воздуха по широтным зонам Северного полушария в 1951—2009 гг. и вклада эффекта урбанизации в эти изменения

В табл. 2 приведены коэффициенты линейных трендов (β/10 лет) годовых и сезонных аномалий температуры воздуха для трех

Таблица 2

Коэффициенты линейных трендов (β/10 лет) аномалий температуры воздуха и суммарное изменение ($\beta \times n$) аномалий температуры воздуха в 1951—2009 гг. в разных широтных зонах Северного полушария в зависимости от численности населения вблизи метеостанций

Параметр	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
30—60° с. ш.					
ΔT	0,30	0,38	0,33	0,22	0,21
β_1/10 лет	0,19	0,22	0,21	0,16	0,16
β_2/10 лет	0,17	0,21	0,19	0,15	0,14
β_3/10 лет	0,17	0,21	0,19	0,14	0,13
$\beta_1 \times n$	1,10	1,30	1,24	0,94	0,94
$\beta_2 \times n$	1,01	1,24	1,12	0,88	0,83
$\beta_3 \times n$	1,00	1,24	1,12	0,83	0,77
Δ_1	0,09	0,06	0,12	0,06	0,11
Δ_2	0,10	0,06	0,12	0,11	0,17
Δ_3	0,01	0,00	0,00	0,05	0,06
60—90° с. ш.					
ΔT	0,39	0,55	0,45	0,19	0,38
β_1/10 лет	0,25	0,30	0,28	0,14	0,28
β_2/10 лет	0,25	0,30	0,27	0,15	0,28
β_3/10 лет	0,26	0,31	0,28	0,15	0,28
$\beta_1 \times n$	1,48	1,77	1,65	0,83	1,65
$\beta_2 \times n$	1,48	1,77	1,60	0,88	1,65
$\beta_3 \times n$	1,53	1,83	1,65	0,88	1,65
Δ_1	0,00	0,00	0,05	−0,05	0,00
Δ_2	−0,05	−0,06	0,00	−0,05	0,00
Δ_3	−0,05	−0,06	−0,05	0,00	0,00
0—30° с. ш.					
ΔT	0,25	0,21	0,25	0,28	0,28
β_1/10 лет	0,15	0,13	0,15	0,16	0,15
β_2/10 лет	0,15	0,14	0,15	0,16	0,15
β_3/10 лет	0,15	0,14	0,15	0,16	0,15
$\beta_1 \times n$	0,88	0,77	0,88	0,94	0,88
$\beta_2 \times n$	0,88	0,83	0,88	0,94	0,88
$\beta_3 \times n$	0,88	0,83	0,88	0,94	0,88
Δ_1	0,00	−0,06	0,00	0,00	0,00
Δ_2	0,00	−0,06	0,00	0,00	0,00
Δ_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Примечание. ΔT — средние аномалии температуры воздуха, рассчитанные по данным всех станций; β_1, β_2, β_3 — соответственно коэффициенты линейного тренда аномалий температуры воздуха по всем метеорологическим станциям, по станциям с населением менее 500 тыс. человек и менее 200 тыс. человек; Δ_1 — разность суммарного изменения аномалий температуры воздуха по всем станциям и по станциям с населением менее 500 тыс. человек ($\beta_1 \times n - \beta_2 \times n$); Δ_2 — разность суммарного изменения аномалий температуры воздуха по всем станциям и по станциям с населением менее 200 тыс. человек ($\beta_1 \times n - \beta_3 \times n$); Δ_3 — разность суммарного изменения аномалий температуры воздуха по метеорологическим станциям с населением менее 500 тыс. человек и менее 200 тыс. человек ($\beta_2 \times n - \beta_3 \times n$).

широтных зон в зависимости от численности населения по всем метеорологическим станциям (β_1/10 лет), по станциям с населением менее 500 тыс. человек (β_2/10 лет) и с населением менее 200 тыс. человек (β_3/10 лет). Суммарное изменение аномалий температуры воздуха представлено значениями $\beta_1 \times n$; $\beta_2 \times n$ и $\beta_3 \times n$, где n — длина ряда. Отметим, что все коэффициенты линейных трендов в табл. 2 статистически значимы на 5%-ном уровне.

Анализ этих оценок показал, что величина тренда, как правило, мало уменьшается с уменьшением численности населения. По сравнению с выборкой по всем станциям, по станциям с численностью населения до 500 тыс. человек суммарное увеличение аномалий температуры воздуха в центральной зоне уменьшается (Δ_1) примерно на 0,1°С (год, весна, осень) и менее (Δ_1 = 0,06°С зимой и летом), что можно рассматривать в качестве эффекта урбанизации. За год это уменьшение составляет 8,2% величины суммарного изменения аномалий температуры воздуха ($\beta_1 \times n$). Хотя эта величина относительно небольшая, все-таки использование станций с населением более 500 тыс. человек в этой зоне может внести некоторый (незначительный) вклад в оценки трендов температуры.

Сравнение величин Δ_1 и Δ_2 в этой же центральной зоне показало, что уменьшение числа станций вследствие ограничения численности населения вблизи станции не приводит к значительным изменениям величины тренда. Разность суммарного изменения аномалий температуры за 59 лет по выборке станций с населением менее 200 тыс. человек по сравнению с выборкой станций с населением менее 500 тыс. человек (Δ_3) составляет сотые доли градуса Цельсия, что также подтверждает тот факт, что дополнительное исключение станций не повлияло на оценку величины изменения температуры воздуха в среднем по зоне.

В северной широтной зоне значения Δ_1, Δ_2 и Δ_3 (табл. 2) скорее всего случайны. Эффект урбанизации в этой зоне не может быть выявлен вследствие почти полного преобладания вблизи метеорологических станций малонаселенных поселков или даже их отсутствия.

Что касается южной широтной зоны, то вопреки ожиданиям (из-за большей доли крупных городов и меньшей доли малонаселенных пунктов) не обнаружены различия в коэффициентах линейных трендов годовых, весенних, летних и осенних рядов аномалий температуры воздуха, рассчитанных по всем метеорологическим станциям и по станциям с населением менее 500 тыс. и 200 тыс. человек.

Однако есть одно исключение. Оно относится к рядам аномалий температуры воздуха зимой, когда коэффициенты линейных трен-

дов по всем городам (β_1 = 0,13°С/10 лет) оказались несколько меньше, чем по станциям с исключением крупных городов ($\beta_{2,3}$ = = 0,14°С/10 лет). Причина этого результата, возможно, связана с особенностями годового хода температуры воздуха в этой зоне. В северной и центральной зонах (табл. 2) годовой ход ΔT выражен очень четко. Средние аномалии температуры воздуха наибольшие зимой и составляют 0,55—0,38°С, а наименьшие летом и осенью: 0,19—0,22°С. В южной зоне годовой ход ΔT сильно сглажен и отличается от более северных зон. Зимой здесь наблюдаются наименьшие аномалии температуры воздуха ΔT = 0,21°С , а летом и осенью наибольшие ΔT = 0,28°С, хотя различия между ними минимальны. Дополнительным фактором отсутствия различий в величине трендов по станциям с различной численностью населения в южной зоне может быть также и отсутствие отопления зданий в зимний период.

Данные табл. 2 позволяют также проследить суммарное изменение аномалий температуры воздуха в трех широтных зонах Северного полушария за 1951—2009 гг. при исключении эффекта урбанизации. Если использовать выборку с численностью населения менее 500 тыс. человек, то в центральной широтной зоне суммарное повышение аномалии средней годовой температуры воздуха ($\beta_2 \times n$) за 59 лет составило 1,0°С, зимней 1,2°С, весенней 1,1°С, летней 0,9°С и осенней 0,8°С. В северной широтной зоне положительные тренды аномалий температуры воздуха больше, а температура воздуха повысилась соответственно на 1,5, 1,8, 1,6, 0,9 и 1,6°С.

В южной широтной зоне тренды аномалий температуры воздуха тоже положительные, но по величине существенно меньше, чем в центральной и, особенно, в северной зоне. За 59 лет в южной зоне температура воздуха повысилась в зависимости от сезона на 0,83—0,94°С (табл. 2).

Оценивался также вклад трендов в суммарную дисперсию рядов аномалий температуры воздуха. Для центральной зоны вклад трендов D во всех трех вариантах расчетов для годовой температуры воздуха составил 54—57%. Зимой и осенью вклад меньше (D = 31—36%), а весной и летом он увеличился до 57—58%.

Для рядов аномалий температуры воздуха северной зоны вклад трендов в суммарную дисперсию годовых значений ряда составляет 42%, т. е. существенно меньше, чем для центральной зоны. Для рядов сезонных аномалий температуры воздуха D = 29—31%. Меньшие значения вклада трендов в суммарную дисперсию в северной зоне определяются большей дисперсией исходных рядов. Значения, полученные в данной работе для северной широтной

зоны, несколько больше приведенных в работе Е. И. Александрова и др. (2007) для северной полярной области за 1936—2005 гг.

Вклад трендов в суммарную дисперсию рядов аномалий температуры воздуха в южной зоне существенно больше, чем в центральной и, особенно, в северной зонах. Для годовой температуры воздуха он составил 65—69% и мало менялся по сезонам, за исключением весны, когда $D = 51—56\%$.

Выводы о незначительном вкладе урбанизации в изменения аномалий температуры воздуха подтверждает и рис. 4, где приведены временные ряды аномалий температуры воздуха за год и два сезона для центральной широтной зоны с 1881 г., включая период 1951—2009 гг. Для периода с 1951 г. расчеты выполнены по данным всех станций и станций с населением менее 500 тыс. человек. Ряды аномалий температуры воздуха в обоих вариантах расчета близки. Несколько большие значения аномалий температуры, рассчитанные по всем станциям, заметны только за последние 10—13 лет для годовых величин (рис. 4*а*) и для весны (рис. 4*б*). Ряды аномалий температуры при численности населения менее 200 тыс. человек здесь не приводятся, так как сливаются с двумя другими.

Что касается северной зоны, то поскольку численность населения во всех вариантах расчетов почти одинакова, в рядах аномалий температуры воздуха можно ожидать только случайных различий. Отметим, что в отличие от центральной и южной зоны в северной зоне за период с 1881 по 2009 г. четко проявляется известное потепление 1920—1930-х годов, особенно заметное зимой (рис. 5*б*), осенью (рис. 5*в*) и в среднем за год (рис. 5*а*). Причины этого потепления многократно обсуждались (Дроздов, Лугина, 2000; Алексеев, 2004; Алексеев, Иванов, 2004; Куражов и др., 2007 и др.).

Выводы

Приведенные выше оценки средних аномалий температуры воздуха по северной (60—90° с. ш.), центральной (30—60° с. ш.) и южной (0—30° с. ш.) широтным зонам при разной численности населения вблизи метеорологических станций показали, что вклад урбанизации в величину линейного тренда рядов аномалий температуры воздуха за год и по сезонам невелик.

Согласно расчетам по 195 станциям, в центральной широтной зоне за 1951—2009 гг. средние годовые аномалии температуры воздуха увеличились на 1,1°С за год, на 1,3 и 1,2°С зимой и весной и на 0,9°С летом и осенью.

По метеорологическим станциям вблизи населенных пунктов с населением до 500 тыс. человек суммарное увеличение аномалий температуры воздуха в этой зоне меньше, но очень незначительно —

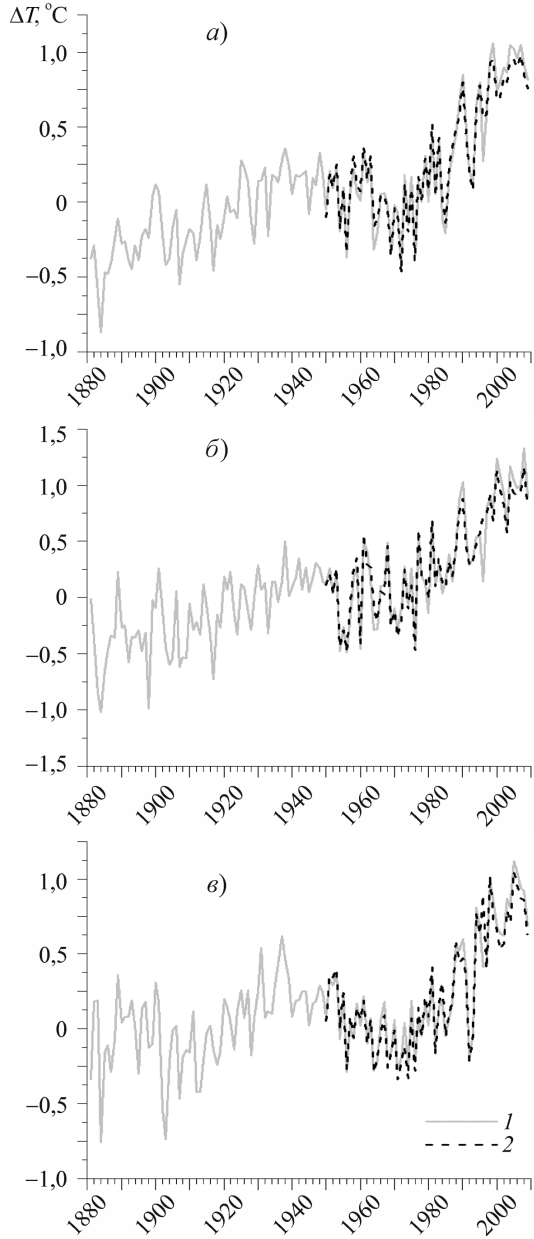


Рис. 4. Временные ряды аномалий температуры воздуха в широтной зоне 30—60° с. ш. за 1881—2009 гг.: год (*а*), весна (*б*) и лето (*в*). *1* — осреднение по данным всех станций; *2* — осреднение по станциям с населением менее 500 тыс. человек.

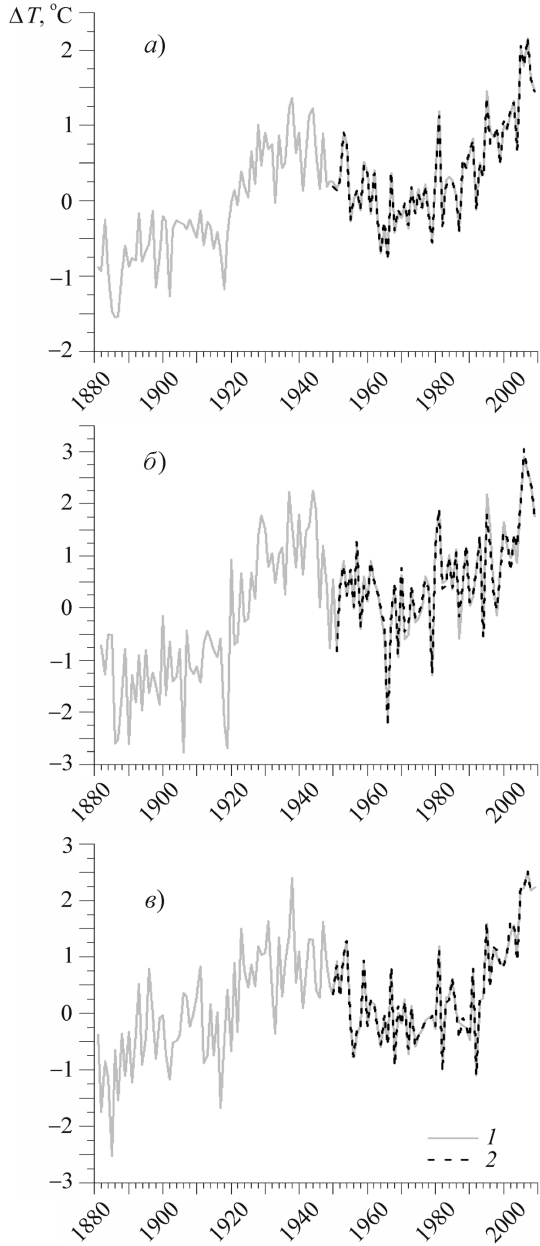


Рис. 5. То же, что на рис. 4, для широтной зоны 60—90° с. ш.

около 0,1°С для аномалий средней годовой температуры, в весенний и осенний сезоны и еще меньше для аномалий температуры зимой и летом. Величину 0,1°С для аномалий средней годовой температуры воздуха можно рассматривать в качестве вклада урбанизации в центральной широтной зоне за период с 1951 по 2009 г. Ограничение численности населения до 200 тыс. человек мало изменило результаты.

Повышение температуры воздуха в северной широтной зоне по данным 85 метеорологических станций в 1951—2009 гг. на треть больше (кроме лета), чем в центральной зоне. В среднем за год и по сезонам оно составило 1,5, 1,8, 1,6, 0,8 и 1,6°С соответственно.

В северной широтной зоне в использованном архиве всего 4 метеорологические станции с населением более 200 тыс. человек и вообще нет метеорологических станций с населением более 500 тыс. человек. Оценка вклада урбанизации здесь не имеет смысла.

Очевидно, что более сильное потепление на севере не связано с эффектом урбанизации, а определяется естественными природными процессами и антропогенными факторами.

В южной широтной зоне по данным 149 метеорологических станций в 1951—2009 гг. температура воздуха повысилась меньше, чем в первых двух зонах: на 0,9°С за год, весной, летом и осенью и на 0,8°С зимой. Обращает на себя внимание несколько меньшая величина потепления зимой в южной зоне по сравнению с другими сезонами, тогда как в северной и центральной широтных зонах наибольшее потепление приходится как раз на зимние месяцы. Эти различия хоть и невелики, но, по-видимому, не случайны. Они, возможно, связаны как со сглаженным годовым ходом аномалий температуры воздуха, так и с отсутствием отопления зданий в южной зоне в зимний период. Вклад урбанизации в суммарное повышение температуры воздуха здесь также не выявлен.

Следует отметить, что оценки изменений аномалий температуры воздуха, рассчитанные по архиву (Lugina et al., 2006), в принципе достаточно надежны. В отчете IPCC за 2007 г. (IPCC, 2007) рассмотрены коэффициенты линейных трендов температуры воздуха Северного полушария за 1901—2005 гг. по данным четырех известных в мире архивов исходных данных (CRU, GHCH, GISS, Lugina et al.). Коэффициенты линейных трендов β (°С/10 лет) по данным всех четырех архивов довольно близки.

Приведенные здесь выводы о небольшом эффекте урбанизации согласуются с выводами ряда авторов, перечисленных в начале статьи. Тем не менее выводы данной статьи относятся к конкретным исходным данным (Lugina et al., 2006): температуре воздуха в трех широтных зонах Северного полушария за 1951—2009 гг. и к

конкретной методике расчетов. Для территории меньшего масштаба в условиях глобального потепления и застройки метеорологических площадок проблема влияния урбанизации на оценки термического режима требует дополнительного рассмотрения.

Разносторонний анализ изменения температурного режима на территории России без учета урбанизации приведен в общепризнанных и часто цитируемых публикациях Г. В. Груза и Э. Я. Ранькової (2003, 2004), в третьей главе Оценочного доклада (2008) и других работах этих известных авторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров Е. И., Брязгин Н. Н., Дементьев А. А., Радионов В. Ф. 2007. Мониторинг климата приземной атмосферы Северной полярной области. Труды ААНИИ. Т. 447. С. 18—32.

Алексеев Г. В. (ред.). 2004. Формирование и динамика современного климата Арктики. СПб: Гидрометеоиздат. 400 С.

Алексеев Г. В., Иванов Н. Е. 2004. Региональные и сезонные особенности потепления Арктики в 1930-е и 1990-е годы. Труды ААНИИ. Т. 446. С. 41—47.

Винников К. Я. 1986. Чувствительность климата. Л.: Гидрометеоиздат. 224 С.

Гройсман П. Я., Кокнаева В. В. 1991. О влиянии процесса урбанизации на оценки глобального потепления. Метеорология и гидрология. № 9. С. 5—12.

Гройсман П. Я., Кукушкина В. В., Лугина К. М., Михайлов А. В. 1986. О получении столетних временных рядов зонально-осредненной средней месячной приземной температуры воздуха. Труды ГГИ. Вып. 320. С. 118—128.

Гройсман П. Я., Лугина К. М. 1985. Реализация на ЕС ЭВМ алгоритма пространственного осреднения метеорологических полей. Труды ГГИ. Вып. 317. С. 38—46.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2003. Колебания и изменения климата на территории России. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 39. № 2. С. 66—85.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2004. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. Метеорология и гидрология. № 4. С. 50—66.

Дроздов О. А., Лугина К. М. 2000. Взаимодействия естественных и антропогенных факторов климата. В сб.: Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века. Труды международной теоретической конференции. СПб: Гидрометеоиздат. С. 167—176.

Каган Р. Л. 1979. Осреднение метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат. 212 С.

Куражов В. К., Иванов В. В., Коржиков А. Я. 2007. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики. Труды ААНИИ. Т. 447. С. 33—44.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Том I. Изменения климата. Глава 3. Изменения климата России за период инструментальных наблюдений. М.: Росгидромет. С. 31—87.

Покровский О. М. 2010. Климат: мифы и реальность. Государственное управление ресурсами. № 1/55. С. 6—11.

IPCC 2007. Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2007. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). Cambridge, UK: Cambridge University Press. 996 P.

Karl T. R., Diaz H. F., and Kukla G. 1988. Urbanization: Its detection and effect in the United States climate record. J. Climate. No. 1. PP. 1099—1123.

Lugina K. M., Groisman P. Ya., Vinnikov K. Ya., Koknaeva V. V., and Speranskaya N. A. 2006. Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881—2005. In: Trends: A Compendium of Data on Global Change. Oak Ridge, Tenn., USA: Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory. U.S. Department of Energy. doi: 103334/CDIAC/cli.003.

ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ЖИЗНИ НАСЕЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В СЕРЕДИНЕ XXI ВЕКА

В. В. Виноградова

Россия, 109017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН. vvvino@rol.ru

Реферат. Проанализированы возможные изменения природных условий жизни населения в середине XXI в. (2041—2050 гг.) при потеплении глобального климата. На основании данных наблюдений и модельных прогнозов исследованы наиболее быстро меняющиеся климатические факторы (тепловой, холодовой и ветровой). Показано изменение границ зон природно-климатической дискомфортности при потеплении климата на территории России. Исследование проводилось с использованием методики районирования территории России по степени влияния природных условий на жизнедеятельность населения (Виноградова и др., 2008). Районирование основано на степени проявления основных природных факторов: холода, тепла, увлажнения, высоты местности, стихийных явлений (гидрометеорологических, сейсмических, геокриологических). Использованы восемь зональных факторов с одиннадцатью показателями, а также три азональных фактора с семью показателями. Природные условия жизни населения характеризуются количественной интегральной балльной оценкой. Установлено, что при потеплении климата наибольшие изменения природных условий жизни населения в сторону их улучшения будут отмечаться в Европейской России и Западной Сибири, наименьшие — на побережье Охотского моря, в центральных областях Якутии и на Дальнем Востоке. Некоторое ухудшение условий можно ожидать на Черноморском побережье.

Ключевые слова. Природные условия жизни населения, районирование, дискомфортность, потепление глобального климата, климатические факторы.

POSSIBLE CHANGES IN THE NATURAL CONDITIONS OF HUMAN LIFE IN RUSSIA IN THE MIDDLE OF THE 21st CENTURY

V. V. Vinogradova

Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetnyi per., 109017 Moscow, Russia. vvvino@rol.ru

Abstract. Analyzed are the possible changes in the natural conditions of human life under global warming in the middle of the 21st century (2041—2050). The fastest changing climatic factors (thermal, cold and wind) were investigated on the basis of meteorological observation data and results of model calculations. The shifts of boundaries of the nature-climatic discomfort zones under global warming were detected in Russia. The investigation was conducted with the use of regionalization methodology based on the degree of nature factors influence on human life conditions. The analysis showed that the greatest improvement in natural conditions of human life under climate warming will be observed in the European part of Russia and in Western Siberia. Changes projected for the Sea of Okhotsk coast, central part of Yakutia and the Far East are least pronounced. Some worsening of conditions is possible on the Black Sea coast.

Key words. Natural conditions of human life, regionalization, discomfort, global warming, climatic factors.

Введение

Климатические условия в значительной степени определяют условия жизнедеятельности человека в разных регионах России и возможность их хозяйственного освоения. На большей части территории России неблагоприятные климатические условия оказывают существенное влияние на жизнь и экономическую деятельность человека.

Предложенная в (Виноградова и др., 2008) методика районирования территории России по степени влияния природных условий на разные стороны жизнедеятельности населения была использована для оценки возможных изменений этих условий в середине XXI в. Использовались данные об изменениях климата в середине XXI в., полученные по результатам моделирования с помощью региональной климатической модели ГГО (Школьник и др., 2005, 2006, 2007; Shkol'nik et al., 2008). При этом основное внимание уделялось наиболее быстро меняющимся зональным факторам дискомфортности природной среды, а именно: тепловому, холодовому и ветровому. Были построены карты этих зональных показателей и интегральная карта природно-климатических условий на территории России для середины XXI в. (2041—2050 гг.). Сравнение полученной карты с аналогичной картой, построенной для современных условий, позволяет оценить изменения положения границ зон дискомфортности на территории России при реализации данного сценария изменения климата.

Материалы и методика

Была использована методика районирования территории России по природным условиям жизни населения. Главная особенность данной методики состоит в том, что природные условия жизни населения характеризуются интегральной оценкой — в форме баллов (Виноградова и др., 2008).

Процесс вычисления этой интегральной балльной оценки природной дискомфортности состоит в вычислении в каждой точке градусной сетки среднего балла показателей зональных факторов с последующей их поправкой с использованием азональных факторов. При этом вес каждого показателя принимается одинаковым.

Районирование территории Российской Федерации по природно-климатическим условиям состоит из следующих этапов:

— определение факторов природной дискомфортности;

— разделение их на зональные и азональные;

— подбор независимых показателей для каждого фактора;

— построение карт для каждого показателя в абсолютных единицах;

— задание критерия изменения показателя (градации) для перевода их в относительные единицы (баллы);

— вычисление интегрального показателя дискомфортности на основе осреднения баллов выбранных факторов в узлах заданной градусной сетки;

— определение градаций интегральных показателей, соответствующих разным зонам дискомфортности;

— построение интегральной карты природной дискомфортности.

К зональным отнесены следующие факторы: астрономический, радиационный, холодовой, мерзлотный, тепловой, увлажнение, ветровой, внутрисуточные колебания атмосферного давления. К азональным — высота местности, заболоченность, стихийные явления. Следовательно, использовались восемь зональных факторов с одиннадцатью показателями, а также три азональных фактора с семью показателями. Для горных территорий в число азональных факторов были включены геокриологические опасности, такие как лавины и сели, а также влияние ледников (Виноградова, Ананичева, 2010).

На основании описанной выше методики была построена карта "Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения" (Виноградова и др., 2008; Национальный атлас... ,2007) (рис. 1), развивающая подходы, предложенные в работе (Золотокрылин и др., 1992). Эта карта отражает состояние природной среды России, оказывающей неблагоприятное или благоприятное воздействие на здоровье, проживание и трудовую деятельность населения. На предложенной карте

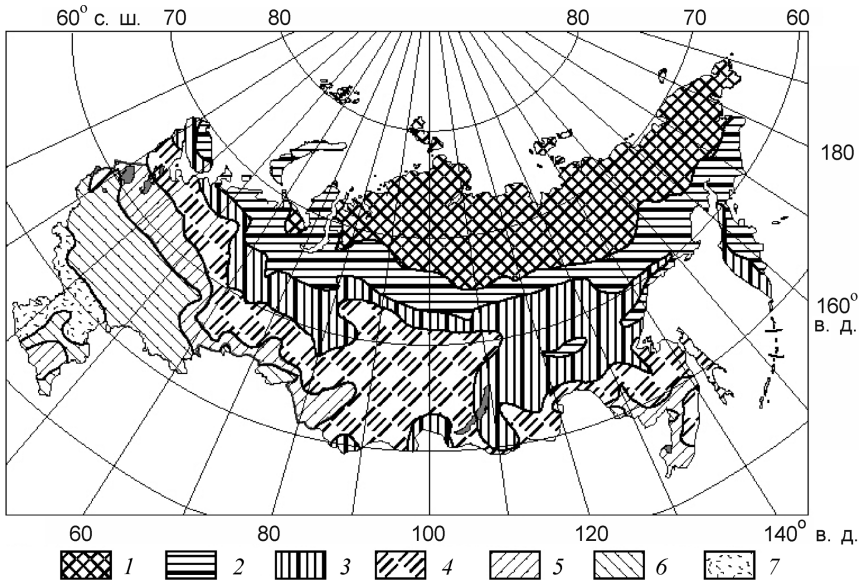


Рис. 1. Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения для условий конца XX в. (Виноградова и др., 2008; Национальный атлас ..., 2007). Обозначения *1—7* здесь и на рис. 2 соответствуют выделенным зонам I—VII: I — абсолютно неблагоприятная (суммарная балльная оценка >5,5); II — очень неблагоприятная (5,5—4,9); III — неблагоприятная (4,9—4,5); IV — условно неблагоприятная (4,5—3,6); V — условно благоприятная (3,6—3,3); VI — благоприятная (3,3—2,0); VII — наиболее благоприятная (<2,0).

выделено 7 зон с неблагоприятными или благоприятными условиями: I — абсолютно неблагоприятная; II — очень неблагоприятная; III — неблагоприятная; IV — условно неблагоприятная; V — условно благоприятная; VI — благоприятная; VII — наиболее благоприятная.

Та же методика была использована для оценки возможных изменений природно-климатических условий жизни населения на территории России в середине XXI в. (2041—2050 гг.) при потеплении глобального климата. В качестве исходных данных использовались результаты расчетов, полученных по региональной климатической модели ГГО (Школьник и др., 2005, 2006, 2007; Shkol'nik et al., 2008). В модели используется сценарий А2 МГЭИК увеличения концентрации парниковых газов и аэрозолей в атмосфере. Для расчетов были использованы суточные значения температуры и влажности воздуха, скорости ветра за период 2041—2050 гг. с шагом 50 × 50 км. Граничные условия брались из глобальной модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ГГО за

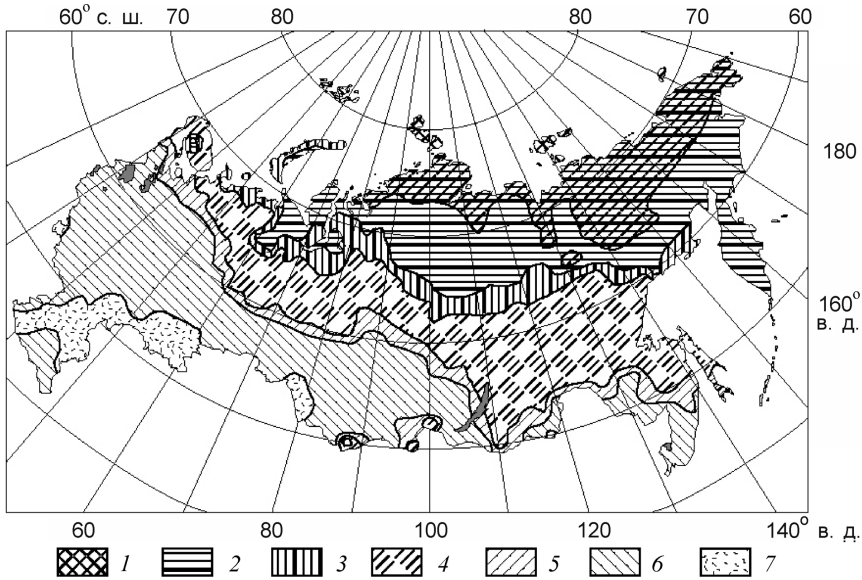


Рис. 2. Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения для условий середины XXI в. (2041—2050 гг.).

120 лет (1981—2100 гг.). При этом концентрация парниковых газов и аэрозоля для первых 20 лет изменялась в соответствии с данными наблюдений (Школьник и др., 2005).

Были проанализированы наиболее быстро меняющиеся климатические факторы: тепловой, холодовой и ветровой — и построены карты следующих зональных показателей с шагом 2,5 × 2,5°: сумма отрицательной температуры воздуха, продолжительность периода с температурой воздуха ниже −30°С, продолжительность отопительного периода, продолжительность безморозного периода, сумма температуры за период с устойчивой температурой выше 10°С, индекс влажного ветрового охлаждения Хилла для середины XXI в.

На основании оценки изменения отдельных показателей при потеплении климата вычислена суммарная балльная оценка и построена интегральная карта “Районирование территории России по природным условиям жизни населения” для середины XXI в. (2041—2050 гг.) (рис. 2). Сравнение полученной карты с аналогичной картой для условий конца XX в. (рис. 1) позволяет определить области наибольших возможных изменений природно-климатических условий на территории России в середине текущего века.

Результаты и обсуждение

Изменения холодового фактора в середине XXI в.

Холодовой фактор характеризуется тремя показателями, а именно: суммой отрицательной температуры воздуха, продолжительностью периода с температурой воздуха ниже −30°С и продолжительностью отопительного периода.

Сравнение карт суммы отрицательной температуры для конца XX в. и середины XXI в. позволяет говорить о том, что наиболее значительные изменения этого показателя будут отмечаться в юго-западной части территории России. В Восточной Сибири и на побережье Охотского моря суммы отрицательной температуры уменьшатся незначительно, и эти территории по-прежнему относятся к абсолютно неблагоприятным по данному показателю. Увеличение суммы отрицательной температуры можно ожидать в Европейской России, Поволжье, на Урале, на побережье Каспийского и Черного морей. На юге и в центре Западной Сибири сумма отрицательной температуры уменьшится наиболее существенно. Таким образом, эти районы из очень неблагоприятных и неблагоприятных станут соответственно неблагоприятными и условно благоприятными по показателю суммы отрицательной температуры.

Более существенные изменения в середине XXI в. можно ожидать в распределение по территории России другого показателя, а именно продолжительности периода с температурой воздуха ниже −30°С. Сравнение карт этого показателя для второй половины XX в. и середины XXI в. позволяет говорить о значительном уменьшении числа дней с температурой ниже −30°С во второй период, особенно на европейской территории России, в Западной Сибири, на юге Красноярского края и Прибайкалья. Так, в 2041—2050 гг. в перечисленных регионах в среднем будет наблюдаться не более одного дня с температурой ниже −30°С в год. Наибольшее число дней с температурой ниже −30°С по-прежнему будет отмечаться в Якутии и на северо-востоке России, но вследствие повышения суточных минимумов температуры (Школьник и др., 2006; Shkol'nik et al., 2008) произойдет существенное уменьшение числа таких дней с 100—120 в конце XX в. до 40—100 дней в середине XXI в. То есть к середине XXI в. большая часть России будет относиться к районам с благоприятными условиями по этому показателю. Только на северо-востоке и в Якутии сохранятся неблагоприятные условия.

Следующий показатель — продолжительность отопительного периода (период с устойчивой температурой воздуха ниже 8°С) — в середине XXI в. на территории России изменится незначительно. Наибольшее сокращение отопительного периода будет на юго-востоке европейской территории и на юге Западной Сибири. Так, на

юге Западной Сибири условия из условно благоприятных станут благоприятными по этому показателю. Еще одна область с благоприятными условиями появится на юге Приморского края. Существенно расширятся территории с благоприятными условиями и на юге европейской территории России. Граница территорий с благоприятными условиями продвинется на север с 50 до 54° с. ш.

Изменения теплового фактора в середине XXI в.

Тепловой фактор характеризуется двумя показателями: суммой температуры за период с устойчивой температурой выше 10°С и продолжительностью безморозного периода.

К середине XXI в. можно ожидать довольно существенные изменения показателя сумма температуры выше 10°С. Наибольшее увеличение этого показателя будет наблюдаться на юге Западной Сибири, в Забайкалье и на побережье Северного Ледовитого океана. Так, на побережье Северного Ледовитого океана абсолютно неблагоприятные условия по этому показателю сохранятся только на арктических островах, п-овах Ямал и Гыданский и в дельтах рек Лена, Яна и Индигирка. Значительно сократятся области с очень неблагоприятными условиями. Южная граница этих областей значительно сместится на север и будет проходить вдоль 65—70° с. ш. На юге европейской территории России, на юге Западной Сибири, в Забайкалье, Амурской области и Приморском крае сумма температуры за период с устойчивой температурой выше 10°С существенно увеличится, и эти регионы можно будет отнести к условно благоприятным по данному показателю, что в свою очередь улучшит условия для развития в них сельского хозяйства. Небольшое ухудшение условий по этому показателю можно ожидать только в центральных областях Европейской России.

Продолжительность безморозного периода значительно увеличится в 2041—2050 гг., особенно на европейской территории и в Западной Сибири. Эти территории в середине XXI в. из неблагоприятных и условно благоприятных станут благоприятными по этому показателю, за исключением северных полуостровов Западной Сибири, где условия будут условно неблагоприятные и неблагоприятные. В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке продолжительность безморозного периода также существенно увеличится. Абсолютно неблагоприятные условия сохранятся только на небольшой территории в районе полюса холода в Якутии. На северо-востоке Якутии, где в конце XX в. наблюдались абсолютно неблагоприятные условия, они станут очень неблагоприятными и неблагоприятными. На остальной же территории Якутии и Красноярского края будут отмечаться условно неблагоприятные условия.

В Забайкалье, на Дальнем Востоке и на Сахалине условия станут условно благоприятными и благоприятными.

Изменения ветрового фактора в середине XXI в.

Ветровой фактор характеризуется таким показателем, как индекс влажного ветрового охлаждения Хилла для зимнего периода H_w, который отражает совместное воздействие температуры, влажности воздуха и скорости ветра и вычисляется по формуле (Gregorczuk, 1970)

$$H_w = H_d + (0{,}085 + 0{,}102v^{0,3})\ (61{,}1 - e)^{0,75},$$

где $H_d = (0{,}13 + 0{,}47v^{0,5})(36{,}6 - T)$ — сухое охлаждение (мкал/см$^2 \cdot$ с), T — среднемесячная температура воздуха (°С), e — парциальное давление водяного пара (гПа), v — скорость ветра (м/с).

К середине текущего века на большей части территории России можно ожидать увеличение индекса H_w, что говорит об ухудшении условий по данному показателю, которое произойдет под влиянием ветрового фактора и влажности, поскольку температура в середине XXI в. в основном будет повышаться. В западных и южных областях Европейской России возможно ухудшение условий по этому показателю до уровня неблагоприятных в западных областях и условно неблагоприятных — в южных. Уменьшение индекса влажного охлаждения Хилла и, следовательно, улучшение условий произойдет на всей территории Западной Сибири. Но наибольшего улучшения, до условно благоприятного уровня, можно ожидать в Среднем Поволжье и на юге Уральского района. На востоке Российской Федерации индекс H_w в середине XXI в. увеличится практически повсеместно, что приведет к ухудшению условий. Таким образом, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке будут отмечаться очень неблагоприятные условия по ветровому фактору с небольшими участками территорий с абсолютно неблагоприятными условиями.

Изменения суммарного балла дискомфортности в середине XXI в.

Анализ трех наиболее меняющихся климатических факторов с шестью показателями показывает, что изменения климата в середине XXI в. не будут однонаправленными. Можно с уверенностью говорить об уменьшении экстремально низкой температуры, увеличении повторяемости температуры, близкой к нулю, и смещении их распределения в сторону более высокой температуры. Только совместный анализ всех зональных и азональных факторов природной дискомфортности позволит прогнозировать изменения природных условий жизни населения на территории России в середине XXI в. Результаты этого анализа представлены на интегральной карте природно-климатических условий на территории

России в середине XXI в. (2041—2050 гг.), показывающей изменения уровня дискомфортности, которые могут произойти при осуществлении данного модельного сценария изменения климата (рис. 2).

Сравнение карты "Районирование территории России по природным условиям жизни населения" для середины XXI в. (2041—2050 гг.) (рис. 2) с аналогичной картой для условий конца XX в. (рис. 1) показывает, что в разных регионах России изменения условий дискомфортности могут быть разнонаправленными и происходить с разной интенсивностью.

Оценка условий жизнедеятельности населения в середине XXI в. по модельным прогнозам показывает ослабления дискомфортности по сравнению со второй половиной XX в., а именно значительное сокращение абсолютно неблагоприятной зоны, которая сохранится только вдоль азиатской части побережья Северного Ледовитого океана: на Таймыре, Анабарском плато, в дельте Лены, на севере Верхоянского хребта, в районе Яно-Индигирской и Колымской низменностей и на арктических островах. Южная граница этой зоны в Красноярском крае и западной части Якутии (до левобережья р. Лена) сместится к северу на 500—700 км. На правом берегу Лены, в районе Верхоянского хребта и хребта Черского, вследствие воздействия температурного и горного факторов изменение положения южной границы абсолютно неблагоприятной зоны будет не столь значительно — порядка 100—300 км (таблица). Южная граница очень неблагоприятной зоны существенно сместится на север и в середине XXI в. практически будет совпадать с положением границы абсолютно неблагоприятной зоны в конце XX в., за исключением Полярного Урала, где она будет располагаться немного южнее. Наибольшее смещение южной границы этой зоны вследствие влияния температурного фактора будет отмечаться в Западной Сибири, где оно будет достигать 600 км. В Восточной Сибири смещение этой границы к северу не столь значительно — 100—200 км (таблица).

Существенно сократится площадь неблагоприятной зоны. Она протянется узкой полосой с северо-запада на восток вдоль южной границы очень неблагоприятной зоны. На европейской территории она сохранится только на севере Архангельской области и на Кольском п-ове, в районе Хибинских гор. В азиатской части граница этой зоны пройдет приблизительно вдоль 70—65° с. ш., тогда как в конце XX в. в Якутии и Забайкалье она опускалась почти до государственной границы. Наибольший сдвиг южной границы неблагоприятной зоны на север произойдет в Западной Сибири и Якутии, где он будет достигать 600—1000 км (таблица). На европейской территории России и в Красноярском крае изменения положения

Изменение положения границ зон дискомфортности на разных долготах (км) в 2041—2050 гг. по сравнению с современным состоянием

Зона	град в. д.											
	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150
Абсолютно неблагоприятная	—	—	—	—	—	70	540	780	740	740	320	100	—
Очень неблагоприятная	—	—	—	60	610	590	360	250	160	180	90	150	140
Неблагоприятная	—	—	290	450	610	1110	380	90	170	930	970	—	—
Условно неблагоприятная	250	320	320	500	470	640	—	650	—	—	160	30	—
Условно благоприятная	510	530	550	660	460	—	—	—	—	—	—	—	—
Благоприятная	—	–460	240	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Положительное значение означает сдвиг к северу, отрицательное — к югу.

границы этой зоны не будут столь значительны — всего 100—300 км. Уменьшение неблагоприятной зоны приведет к значительному расширению условно неблагоприятной зоны. Граница этой зоны практически будет совпадать с границей неблагоприятной зоны в конце XX в. Таким образом, большинство территорий, которые в XX в. были неблагоприятными, к середине XXI в. станут условно неблагоприятными. Смещение южной границы этой зоны на север на европейской территории в середине века составит 200—300 км, на Урале и в Западной Сибири — 500—600 км, на Дальнем Востоке — порядка 100 км (таблица).

Условно благоприятная зона очень уменьшится и протянется узкой полосой с северо-запада на юго-восток от Карелии до Хабаровского края. Изменение положения южной границы этой зоны на европейской территории России и на Урале будет составлять 500—600 км (таблица). В результате уменьшения неблагоприятных для жизнедеятельности населения зон к середине текущего века значительно расширятся благоприятные зоны. Особенно заметно это будет на европейской территории России, где северная граница благоприятной зоны продвинется до 63° с. ш. (на 200 км) (таблица). Только в районе Черноморского побе-

режья вследствие влияния температурного и ветрового факторов южная граница благоприятной зоны сместится на юг приблизительно на 400 км (таблица) и эта территория из очень благоприятной перейдет в благоприятную зону. На юге Западной Сибири благоприятная зона заменит условно благоприятную и условно неблагоприятную, а на юге Красноярского края — условно неблагоприятную. Только в горах Алтая и Саян сохранятся условно благоприятная и условно неблагоприятная зоны.

Количественная оценка изменения интегрального балла дискомфортности в 2041—2050 гг. по сравнению со среднемноголетними условиями показывает, что при потеплении климата наибольшие изменения природно-климатических условий жизни населения в сторону их улучшения будут отмечаться на востоке европейской части России, юге Уральского района и юге Западной Сибири. Уменьшение суммарного балла дискомфортности в этих регионах составит 0,5—1,5 балла. В западных районах изменения меньше, а единственным районом, где может происходить ухудшение условий, является Черноморское побережье. Увеличение суммарного балла дискомфортности составит здесь 0,5 балла. Наименьшие изменения будут отмечаться на побережье Охотского моря, в центральных районах Якутии, на Сахалине, в Приморском и Хабаровском краях.

Заключение

Осуществление рассмотренного сценария потепления климата в середине XXI в. приведет к следующим изменениям природно-климатических условий жизни населения на территории России.

1. В середине XXI в. можно ожидать повышение минимальной температуры, что хорошо показывает карта числа дней с температурой ниже −30°С. Распределение температуры в холодную часть года (ноябрь — март) показывает увеличение повторяемости температуры, близкой к 0°С.

2. Потепление климата в середине XXI в. приведет к значительному улучшению природно-климатических условий на территории России. Значительно сократятся территории с неблагоприятными условиями жизни вследствие расширения территорий с благоприятными условиями. Наибольшие изменения границ зон дискомфортности можно ожидать на европейской территории России и в Западной Сибири. Наименьшие изменения будут отмечаться на побережье Охотского моря, в центральных областях Якутии и на Дальнем Востоке. Некоторое ухудшение условий возможно на Черноморском побережье.

3. Потепление климата в середине XXI в. приведет к изменению положения границ зон дискомфортности на территории России. Наибольшие изменения границ зон дискомфортности будут отмечаться в Западной Сибири, на юге Таймыра и в центре европейской территории России. На побережье Охотского моря и на Дальнем Востоке изменения границ будут минимальны.

4. Потепление климата вызовет существенное сокращение неблагоприятной и условно благоприятной зон. Поэтому при осуществлении данного сценария потепления климата представляется целесообразным пересмотреть балльные градации, определяющие положение границ зон дискомфортности, и отнести территории с неблагоприятными условиями к очень неблагоприятной зоне, а с относительно неблагоприятными условиями — к благоприятной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Виноградова В. В., Ананичева М. Д. 2010. Районирование горных территорий по природным условиям жизни населения арктической зоны Европейской части и северо-востока России. В сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXIII. С. 194—214.

Виноградова В. В., Золотокрылин А. Н., Кренке А. Н. 2008. Районирование территории Российской Федерации по природно-климатическим условиям. Известия РАН. Серия географическая. № 5. С. 106—117.

Золотокрылин А. Н., Канцебовская И. В., Кренке А. Н. 1992. Районирование территории России по степени экстремальности природных условий для жизни человека. Известия РАН. Серия географическая. № 6. С. 16—30.

Национальный атлас России. Районирование территории России по природным условиям для жизни населения. 1 : 45 000 000. 2007. М.: ФГУП "ГОСГИСЦЕНТР". Т. 3. С. 50—51.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М. 2005. Валидация региональной климатической модели ГГО. Метеорология и гидрология. № 1. С. 14—27.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М. 2006. Изменения климата на европейской территории России и сопредельных территориях к концу XXI века: расчет с региональной моделью ГГО. Метеорология и гидрология. № 6. С. 5—16.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М. 2007. Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири. Метеорология и гидрология. № 6. С. 15—18.

Gregorczuk M. 1970. Analiza warunkow bioklimatycznych w latach 1958—1963 w swetle waznieszych wskaznikow komplesowych. Praga WTN, ser. B. Wroclaw. P. 189.

Shkol'nik I. M., Mol'kentin E. K., Nadezhina E. D., Khlebnikova E. I., and Sall I. A. 2008. Temperature extremes and wildfires in Siberia in the 21st century: The MGO regional climate model simulation. Russ. Meteorol. Hydrol. Vol. 33, No. 3. PP. 135—142.

ФОНОВЫЙ МОНИТОРИНГ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛИШАЙНИКОВ В УСЛОВИЯХ ПИРОГЕННОГО ФАКТОРА НА ПРИМЕРЕ НОРСКОГО ЗАПОВЕДНИКА

А. В. Пчелкин

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. avp1956@yandex.ru

Реферат. Фоновый мониторинг с использованием лишайников в условиях пирогенного фактора имеет свои особенности. На примере Норского заповедника (Амурская область) показана необходимость тщательного выбора пробных площадей и древесной породы для лихенометрических измерений. Рекомендована пихта белокорая *Abies nephrolepis*. В условиях пирогенного фактора часто приходится отказываться от системы переменных пробных площадей в пользу постоянных пробных площадей. Для нивелирования влияния естественной сукцессии эпифитной лихенофлоры на фоновом уровне показана необходимость использования системы переменных модельных деревьев.

Ключевые слова. Фоновый экологический мониторинг, сукцессия, лишайники, пирогенный фактор.

BACKGROUND MONITORING WITH LICHENS UNDER FLAMMABILITY RISK CONDITIONS BY THE EXAMPLE OF THE NORSKY RESERVE

A. V. Pchelkin

Institute of Global Climate and Ecology, Roshydromet and RAS, 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia. avp1956@yandex.ru

Abstract. Background monitoring with lichens under flammability rick conditions has its own peculiarities. By the example of the Norsky nature reserve (Amur region), the necessity is shown to select carefully the sample plots and wood species for lichenometric measurements. *Abies nephrolepis* is recommended. In the regions with flammability risk one often has to prefer constant sample plots to variable ones. Every sample plot must be with randomly selected model trees. This reduces intrinsic changes in lichen communities driven by endogenous succession.

Key words. Background environmental monitoring, succession, lichens, flammability risk.

Введение

Лишайники, являясь классическими биологическими индикаторами, широко используются для оценки качества воздуха. В от-

личие от физико-химических методов, они оценивают комплексное воздействие на экосистему, хотя их и нельзя использовать для определения концентрации загрязняющих веществ. Карты загрязнения, составленные с помощью лишайников, хорошо коррелируют с картами некоторых заболеваний человека (Пчелкин, 2006). Одно из перспективных направлений использования лишайников — фоновый экологический мониторинг, проводимый на базе заповедников. Однако в последнее время, помимо фонового загрязнения и климатических изменений, одним из важнейших факторов, определяющих динамику лихенобиоты в заповедниках, стали пожары, т. е. постоянный пирогенный фактор, а антропогенное потепление климата приводит к увеличению горимости лесов.

Наибольший ущерб лесам России наносят лесные пожары, которые оказывают разрушительное воздействие на лесные экосистемы, уничтожая древостои, вызывая повреждение напочвенного покрова и эрозию почвы. По разным данным, в мире каждый год регистрируется от 200 до 400 тыс. пожаров, при этом выгорает от 0,1 до 0,5% лесных запасов планеты (Потапова, 2003; Коровин, Исаев, 1998). Лесные пожары наиболее часто развиваются в условиях антициклональной погоды (Улюмджиева и др., 2005). На территории России особенно пожароопасным оказался 2010 г., когда огнем было пройдено от 1,25 млн. га (данные МЧС), 5,9 млн. га (оценка Института леса им. Сукачева СО РАН), 5,9 млн. га (оценка ИКИ РАН) (http://smis.iki.russi.ru/fire_reports/sum2010/s2010.htm) до 10—12 млн. га (данные Global Fire Monitoring Center). При этом пожарами было затронуто не менее 60 федеральных заповедников и национальных парков. Такая ситуация возникла в некоторых районах при аномально высокой температуре приземного воздуха и отсутствии осадков. Так, для европейской части РФ лето 2010 г. оказалось третьим по рангу сухих лет (http://www.meteorf.ru/default.aspx) (Доклад..., 2011), а дефицит осадков сохранялся в течение всех летних месяцев. С учетом горимости лесов в неохраняемых районах общая пройденная огнем площадь в лесном фонде России за последние 50 лет оценивается примерно в 100—120 млн. га, в том числе площадь пройденных пожарами лесных земель — в 80—90 млн. га (Коровин, Зукерт, 2003). Высокая горимость отмечена в заповедниках Амурской области.

Подобное воздействие пирогенного фактора необходимо учитывать при организации системы фонового экологического мониторинга в заповедниках с использованием лишайников в качестве биологических тест-объектов. Рассмотрим это на примере Норского заповедника.

Созданный в 1998 г. на площади 211 тыс. га Норский заповедник расположен в Селемджинском районе Амурской области, в северо-

восточной части Амурско-Зейской равнины на стыке с подножием Селемджинского хребта, в пограничном биогеографическом районе, где "стыкуются" зоны светлохвойных и широколиственных лесов, встречаются представители восточно-сибирской, маньчжурской, дауро-монгольской и охотско-камчатской флоры и фауны (Короткий и др., 2003). Климат на территории заповедника резко континентальный, с длительной (до 5,5 месяцев) зимой и безморозным периодом до 3 месяцев. Общий облик заповедника формирует чередование равнинных участков и небольших сопок. Весна в заповеднике засушливая, что в конце апреля — начале мая способствует возникновению пожаров. В сентябре — октябре 2005—2010 гг. район сборов лишайников заповедника охватывал окрестности Мальцевского кордона, урочища Мальцев Луг, Усть-Меун, зимовья Грящинское, Антоновское, Сосновое на р. Бурунда, сопки Усть-Норскую, Усть-Меунскую, Мальцевскую, Грящинскую, Змеиную, окрестности сопки Острой, заказник "Альдикон".

Территорию заповедника можно рассматривать как "базовую станцию фонового экологического мониторинга для получения информации об исходном (базовом) состоянии биосферы" (Израэль и др., 1981). Норский заповедник интересен также тем, что он может служить станцией наблюдения за изменениями биоты из-за региональных климатических трендов вследствие организации в этом районе ряда водохранилищ (при Зейской и Буреинской ГЭС).

Результаты и обсуждение

Одним из важнейших условий успешных полевых эпифитных лихенометрических съемок при проведении долгосрочных мониторинговых и биоиндикационных работ является воспроизводимость результатов. При этом важнейшие аспекты методологического обеспечения — выбор оптимальной породы растения-форофита, а также нивелирование влияния естественной сукцессии эпифитных лишайников.

В заповедниках при проведении мониторинговых исследований на фоновом уровне с использованием лишайников в качестве биологических тест-объектов предпочтительней использовать метод линейных пересечений, который имеет некоторые преимущества перед методом сеточек-квадратов: он менее критичен к кривизне ствола, позволяет проводить замеры кустистых видов лишайников и т. д. (Инсаров, Пчелкин, 1983). Структура коры растения-форофита также оказывает существенное влияние на точность измерений. Все эти факторы — выбор растения, методику сборов, влияние естественной сукцессии, пространственную организацию пробных площадей — необходимо учитывать при организации фонового мониторинга в заповедниках.

Важным аспектом фонового мониторинга является выбор растения-форофита. Несмотря на то, что на территории заповедника произрастает несколько видов древесных пород, потенциально пригодных для долговременных мониторинговых исследований (*Alnus hirsuta, Quercus mongolica, Malus baccata, Padus maackii, Padus asiatica, Sorbus sibirica, Acer ukurunduense, Tilia amurensis, Fraxinus mandshurica, Abies nephrolepis, Larix cajanderi, Picea ajanensis, Pinus sylvestris*, разные виды рода *Salix, Populus, Betula)* (Близнюк, 2003), не все они удовлетворяют требованиям, предъявляемым системой фонового экологического мониторинга к растениям-форофитам. Наиболее интересны виды широко распространенные, а также те, на которых проводилась лихенометрическая съемка в других заповедниках, что позволяет проводить сравнительные исследования. Древесные породы, произрастающие преимущественно в пойменных лесах, периодически подвергаются воздействию паводков, что может приводить к ошибкам. Особенно это касается различных видов рода *Salix*. Влияние такого фактора, как интенсивные паводки, хорошо иллюстрируется событиями июля 2010 г., когда после сильных ливней обширные территории Норского заповедника оказались затопленными, стволы деревьев до высоты 2 м были покрыты илом, а эпифитные лишайники (в основном листоватые и кустистые виды) повреждены. В 2010 г. особенно много осадков выпало в Приморье, на Сахалине, на юге Хабаровского края и в Амурской области (данные Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (http://www.meteorf.ru/default.aspx).

В качестве форофита весьма интересна сосна обыкновенная (*Pinus silvestris*), лихенологические параметры которой были изучены во многих заповедниках России. Тем не менее на территории Норского заповедника сосна встречается нечасто, преимущественно на сопках, расположенных в охранной зоне (сопки Змеиная, Сосновая и др.), при этом сосняки, как правило, несколько раз были пройдены пожарами, кора деревьев обуглена до высоты 2 м и выше, что привело к развитию сообществ лишайников, характерных для гарей. Широко распространенная по территории заповедника лиственница Каяндера (*Larix cajanderi*) почти во всех обследованных биотопах также обуглена; кроме того, структура коры лиственницы отслаивающаяся; эпифитная лихенофлора лиственницы относительно бедна. Черная береза (*Betula dahurica*), образующая чернобересняки преимущественно в южной части заповедника, по структуре коры также не вполне пригодна для лихенометрической съемки: кора черной березы отслаивающаяся, накипные виды лишайников на ней плохо видны,

корректно измерять можно в основном крупные листоватые виды лишайников, такие как *Flavoparmelia caperata, Flavopunctelia soredica, Parmelia saxatilis.* Береза плосколистная (*Betula platyphylla*), одна из лесообразующих древесных пород заповедника, часто образующая чистые насаждения, более подходит для лихенометрических съемок. Однако структура коры этой древесной породы также не способствует хорошему развитию эпифитной лихенофлоры. Одна из наиболее удобных для долговременных исследований древесных пород пихта белокорая (*Abies nephrolepis*), которая несмотря на то, что редко образует чистые насаждения, оптимально подходит для количественных учетов лишайников. Ранее белокорая пихта считалась подвидом пихты сибирской (*Abies sibirica)*, с которой она сходна, особенно по экологии. Лихенометрические данные, полученные для этой древесной породы, позволяют делать сравнения с другими районами: пихта белокорая была обследована в Сихотэ-Алинском заповеднике (Пчелкин, 1981), а близкая к ней пихта сахалинская (*Abies sachalinensis)* в Курильском заповеднике и заказнике "Малые Курилы" (Пчелкин, 2002). Кроме того, в 1980 г. была обследована эпифитная лихенофлора пихты грациозной (*Abies gracillis)* в Кроноцком заповеднике на Камчатке (Пчелкин, 1982). Эпифитная лихенофлора пихты отличается богатством и разнообразием. Структура коры пихты белокорой благоприятна для произрастания лишайников всех жизненных форм. Гладкая поверхность коры пихты белокорой позволяет четко определять границы талломов лишайников. Необходимым условием долговременных наблюдений является наличие участков с неповрежденными (или малоповрежденными) разновозрастными деревьями. Причем естественная сукцессия должна обеспечивать наличие исследуемой древесной породы в течение длительного времени. Несмотря на то, что частые пожары в заповеднике нередко приводят к полному уничтожению подроста, а на обширных территориях к полной "элиминации таких позднесукцессионных видов, как *Picea ajaensis*, *Abies nephrolepis*, *Acer ukurunduense, Tilia amurensis*, что делает маловероятным восстановление лисов с их участием даже при длительном отсутствии пожарных нарушений в связи с недостаточным заносом семян этих видов" (Коротков, Широков, 2003), можно найти достаточно участков для организации пробных площадок. Особенно интересны такие участки в районе Меунского, Антоновского кордонов, возле Змеиной и Усть-Норской сопок и других местах, где существуют выходы скальных пород и где "мала вероятность полного уничтожения лесной растительности огнем" (Коротков, Широков, 2003). Из исследованных участков наиболее удобны пихтарники, расположенные вблизи Меунского кордона,

Антоновского зимовья. Удобно то, что вблизи устья р. Меун расположен Меунский стационар для ежегодного проведения комплекса наблюдений за состоянием экосистем (Короткий и др., 2003). Небольшие участки с белокорой пихтой есть вблизи Мальцевской сопки. Такие участки можно рассматривать в качестве постоянных пробных площадей. Координаты пробных площадей желательно указывать с помощью системы спутниковой навигации. Это несколько отличается от выбора пробных площадей в районах, мало подверженных пирогенному воздействию, когда используется система переменных пробных площадей.

Как позднесукцессионная порода пихта белокорая позволяет проводить гарантированные лихенометрические съемки в течение длительного периода. На примере сообщества в устье р. Меун показано, что в окнах в пологе древостоя развивается плотно сомкнутый пихтовый подрост, а "анализ онтогенетического состава популяций древесных видов приводит к предположению о постепенном выпадении лиственницы из состава древостоев и постепенном усилении позиций пихты в будущем" (Коротков, Широков, 2003). Эти же авторы приводят предположительную схему восстановления древостоев при отсутствии пожарных нарушений: послепожарный лиственничник — лиственнице-ельник — лиственнице-елово-пихтарник — елово-пихтарник с широколиственными видами деревьев (Коротков, Широков, 2003), а в случае недостаточного количества диаспор широколиственных видов деревьев образуется пихтарник с небольшой примесью ели и березы (Коротков, Широков, 2003). Таким образом выбор пихты белокорой в роли долговременной породы-форофита для проведения лихенометрической съемки по системе фонового экологического мониторинга с использованием эпифитных лишайников в качестве биологических тест-объектов является оптимальным для Норского заповедника (Пчелкин, 2008а).

Одна из наиболее распространенных ошибок при использовании постоянных пробных площадей с маркированными деревьями — недооценка влияния естественной сукцессии эпифитной лихенофлоры. Естественная сукцессия эпифитных лишайников связана со сменой лишайниковых синузий по мере роста древесной породы. Причины этого — изменение с возрастом свойств коры, разная скорость заселения коры разными видами лишайников, различия в скорости роста талломов лишайников разных видов, конкуренция между видами и т. д. Избежать сукцессионного влияния при повторных лихенометрических съемках позволяет система переменных пробных площадей, когда пробные площади каждый раз выбираются случайным образом в одинаковых типах

леса. Влияние пирогенного фактора может привести к ограничению территорий, пригодных для постановки долгосрочных мониторинговых исследований. В случае невозможности случайной выборки пробных площадей можно использовать постоянные пробные площади, но с переменными модельными деревьями. Такие модельные деревья, предназначенные для обследования состояния сообщества лишайников, выбираются на каждой пробной площади также случайно без учета предварительной информации о видовом составе и обилии лишайников на стволе форофита. При этом следует следить, чтобы средние характеристики модельных деревьев при сравнительных исследованиях были максимально идентичны.

Распределение пробных площадей в Норском заповеднике также должно учитывать влияние пирогенного фактора (Пчелкин, 2008б). Заповедник подвергается частым пожарам, которыми "неоднократно была пройдена фактически вся охраняемая территория междуречья", особенно его южный, "маревый" район (Короткий и др., 2003). Основным источником пожаров является проходящая по границе заповедника трасса БАМ. Кроме того, р. Нора является пограничной, по ней часто плавают туристы, рыбаки, местные жители, которые нередко оставляют непогашенными костры, что также вносит свою лепту в формирование лесных пожаров. Поэтому одной из задач является выявление участков заповедника, длительное время не подвергавшихся пирогенному воздействию, на которых можно проводить долгосрочные наблюдения по системе фонового экологического мониторинга. Разумеется, даже если пожары охватывают значительную территорию, внутри горелых лесных массивов можно найти участки, не подвергшиеся воздействию огня. Однако маршрутный поиск таких участков требует, как правило, очень больших сил. Эффективной была бы аэроразведка, но по чисто экономическим соображениям применение этого метода в настоящее время маловероятно. При проведении количественных лихенометрических исследований нужно иметь в виду, что образцы лишайников, фиксируемые при съемке, часто не имеют плодоношения, плохо развиты или повреждены. Поэтому перед организацией мониторинговых работ желательно предварительно провести инвентаризацию флоры лишайников, если таковая не была проведена ранее.

Лихенофлора на горелых участках часто недоразвита, так как находится в состоянии возобновления, поэтому поиск экземпляров лишайников, обладающих всеми таксономическими признаками, может составлять отдельную и зачастую самостоятельную задачу. Если же кора деревьев-форофитов обуглена, то это приводит к нарушению субстратного режима и развитию лишайниковых

сообществ, не характерных для данной древесной породы. Кроме того, низовые пожары, даже не затрагивая кору, могут вносить изменения в химический состав и pH коры, что также влияет на эпифитную лихенофлору (Галанина, 2006).

Заключение

На примере Норского государственного заповедника видно, что в условиях постоянного пирогенного фактора схема проведения фонового экологического мониторинга с использованием эпифитных лишайников должна быть скорректирована.

1. Вместо произвольного и случайного распределения пробных площадей (сетки) необходимо проводить предварительное исследование территории заповедника на предмет выявления локальных участков, длительное время не подвергавшихся воздействию огня. Пробные площадки нужно закладывать на таких участках.

2. Для нивелирования естественной сукцессии эпифитных лишайниковых сообществ при долговременных лихенологических исследованиях необходимо использовать систему переменных пробных площадей и переменных модельных деревьев. Если площадь, пройденная пожарами, достаточно велика, рекомендуется система постоянных пробных площадей с переменными деревьями.

3. Среди потенциально пригодных для лихенометрической съемки пород деревьев-форофитов необходимо выбирать виды со структурой коры, позволяющей корректно проводить измерения проективного покрытия лишайников, и которые произрастают преимущественно на участках, не подвергшихся воздействию пирогенного фактора.

4. Лесонасаждения на выбранных участках должны состоять из разновозрастных деревьев.

5. Перед проведением количественных учетов желательно провести инвентаризацию лишайников, особенно тех экологических групп, которые будут использоваться в системе фонового экологического мониторинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Близнюк Т. Н. 2003. Предварительные итоги флористических исследований на территории Норского заповедника. В кн.: Сборник статей к 5-летию Норского заповедника. Благовещенск–Февральск. С. 29—41.

Галанина И. А. 2006. Синузии эпифитных лишайников в дубняках юга Приморского края. Диссертация на соискание ученой степени кандидата биологических наук. Владивосток. С. 35.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год. 2011. М.: Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). 66 С. http://www.meteorf.ru/default.aspx.

Израэль Ю. А., Филиппова Л. М., Ровинский Ф. Я. 1981. Экологический мониторинг и биосферные заповедники. Л.: Гидрометеоиздат. 35 С.

Инсаров Г. Э., Пчелкин А. В. 1983. Сравнение различных методов учета лишайников-эпифитов. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Л.: Гидрометеоиздат. Т. 6. С. 90—103.

Коровин Г. Н., Исаев А. С. 1998. Охрана лесов от пожаров как важнейший элемент национальной безопасности России. Лесной бюллетень. № 8—9. http://www.forest.ru/rus/bulletin/.

Коровин Г. Н., Зукерт Н. В. 2003. Влияние климатических изменений на лесные пожары в России. В кн.: Климатические изменения: взгляд из России. Под ред. В. И. Данилова-Данильяна. М.: ТЕИС. С. 69—98.

Короткий В. А., Колобаев Н. Н., Дарман Ю. А. 2003. История, современное состояние и перспективы научных исследований в междуречье Нора—Селемджа. В кн.: Сборник статей к 5-летию Норского заповедника. Благовещенск—Февральск. С. 5—12.

Коротков В. Н., Широков А. И. 2003. К характеристике лесного покрова Норского заповедника. В кн.: Сборник статей к 5-летию Норского заповедника. Благовещенск—Февральск. С. 46—50.

Потапова Т. В. 2003. Лесные пожары в России. В кн.: В мире науки. № 3. С. 76—77.

Пчелкин А. В. 1981. Лишайники-эпифиты некоторых лесообразующих пород Сихотэ-Алинского заповедника. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Л.: Гидрометеоиздат. Т. 4. С. 86—93.

Пчелкин А. В. 1982. Лихенометрические исследования в Кроноцком заповеднике. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Л.: Гидрометеоиздат. Т. 5. С. 130—134.

Пчелкин А. В. 2002. Использование лишайников для мониторинга изменений состояния природной среды. В кн.: Научные аспекты экологических проблем России. Труды Всероссийской конференции. Москва, 13—16 июня 2001 г. М.: Наука. Т. 1. С. 275—280.

Пчелкин А. В. 2006. Лихенологические исследования в Москве. В кн.: Научные аспекты экологических проблем России. Труды II Всероссийской конференции. Москва, 29—31 мая 2006 г. М. С. 332—336.

Пчелкин А. В. 2008а. Выбор растения-форофита для долгосрочных лихеноиндикационных наблюдений в Норском заповеднике. В кн.: Сборник статей к 10-летию Норского заповедника. Благовещенск—Февральск: ПКИ “Зея”. С. 8—12.

Пчелкин А. В. 2008б. Теоретическое обоснование лихенологических наблюдений по системе фонового экологического мониторинга в Норском заповеднике. В кн.: Сборник статей к 10-летию Норского заповедника. Благовещенск—Февральск: ПКИ “Зея”. С. 4—8.

Улюмджиева Н. Н., Чубарова Н. Е., Холбен Б. 2005. Оптические свойства атмосферного аэрозоля в период лесных пожаров 2002 г. в Московском регионе. Метеорология и гидрология. № 3. С. 45—52.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА — НАЧАЛЕ XXI ВЕКА И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ИЗМЕНЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО АРЕАЛА КОЛОРАДСКОГО ЖУКА (*LEPTINOTARSA DECEMLINEATA* SAY)

В. В. Ясюкевич[1)], *Е. А. Давидович*[2)], *С. Н. Титкина*[1)], *Е. Н. Попова*[1)], *Н. В. Ясюкевич*[3)]

[1)]Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. v1959@yandex.ru

[2)]Россия, 107139 Москва, Орликов пер., д. 3б, ЦНСХБ Россельхозакадемии

[3)] Россия, 127550 Москва, ул. Тимирязевская, д. 49, Российский государственный аграрный университет — МСХА имени К. А. Тимирязева

Резюме. Представлена краткая история формирования ареала важнейшего вредителя картофеля — колорадского жука, дан обзор влияния климатических факторов на его развитие и приведены результаты моделирования его потенциального ареала на территории стран СНГ и Балтии. На основе обзора влияния климатических факторов на его развитие показано, что потенциальный ареал наилучшим образом описывается следующим критерием: изотерма среднегодовой температуры 0°С ограничивает ареал в северном и восточном направлениях, а изотерма среднемесячной температуры июля 27°С — в южном. Условия же увлажнения и наличия кормовой базы на рассматриваемой территории лимитирующими не являются. Сделан вывод, что колорадский жук заселил практически все доступные для него по климатическим параметрам территории. Дальнейшее расширение ареала возможно при потеплении климата и деградации многолетней мерзлоты.

Ключевые слова. Колорадский жук, формирование ареала, кормовые растения, модельные константы, моделирование ареала, изменение климата.

CLIMATE CHANGE IN THE SECOND HALF OF THE 20th CENTURY AND BEGINNING OF THE 21st CENTURY AND ASSOCIATED CHANGES IN THE POTENTIAL RANGE OF THE COLORADO BEETLE (*LEPTINOTARSA DECEMLINEATA* SAY)

V. V. Yasyukevich[1)], *E. A. Davidovich*[2)], *S. N. Titkina*[1)], *E. N. Popova*[1)], *and N. V. Yasyukevich*[3)]

[1)]Institute of Global Climate and Ecology, Roshydromet and RAS, 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia. v1959@yandex.ru

[2)]Central Scientific Agricultural Library, Russian Academy of Agrarian Sciences, 3b, Orlikov per., 107139 Moscow, Russia.

[3)] Russian State Agrarian University—Timiryazev Moscow Agricultural Academy, 49, ul. Timiryazevskaya, 127550 Moscow, Russia.

Abstract. A short historical overview is presented of the formation of range of the main potato pest, the Colorado beetle. A review of climate factors influence on the insect ontogenesis is given as well as the results of modeling of its potential range in the CIS and Baltic countries. As it was shown on the basis of the review, the potential range could be efficiently described with the following criterion: the range is bounded by a 0°C isotherm for the annual temperature from the north and east and by a 27°C isotherm for the mean July temperature, from the south. It is concluded that the Colorado beetle has already occupied practically all climatically suitable territories. Further expansion is possible under climate warming and the permafrost degradation.

Key words. Colorado beetle, formation of range, feed plants, model constants, modeling of range, climate change.

Введение

Колорадский жук — один из сравнительно редких примеров живого организма, формирование ареала которого и становление в качестве вредителя происходило непосредственно на глазах человека за последние полторы сотни лет. За это время он стал опаснейшим вредителем картофеля и некоторых других важных в продовольственном отношении пасленовых. Цель работы — оценить влияние изменения климата во второй половине XX в. — начале XXI в. на возможность его дальнейшего распространения на территории стран СНГ и Балтии. Подобная оценка является весьма актуальной в связи с большой важностью картофеля как продовольственной, кормовой и сырьевой культуры и огромной вредоносностью жука, а также необходимостью совершенствования мер адаптации к воздействию вредителя. Так, например, в отдельные годы в Курганской области потери урожая могли достигать 68% (Слобожанина, 2004, 2007), в западной части Казахстана — 64% (Амиргереев, 1997), в Таджикистане — 30% (Кахоров, 1995), в некоторых районах Ставрополья — 34% (Коваленков, Тюрина, 2000), в Нижегородской области — 40% (Лукьянова, 2000), 60—70% в Рязанской области (Теняев, 2000). На Украине в зависимости от погодных и некоторых других условий потери урожая картофеля могут составлять 30—90% (Трибель, 2000). Разумеется, эти оценки даны исходя из положения, что меры противодействия вредителю минимальны или отсутствуют. Кроме того, ситуацию усугубляет низкая урожайность картофеля, например, в 1998 г. в России она составила 96 ц/га против среднемирового уровня 164,7 ц/га, а также невысокий уровень агротехники, многоукладность форм землепользования при выращивании картофеля. В качестве примера приведем следующие данные Росстата РФ (http://www.gks.ru).

Площадь посадки картофеля в 2007 г. во всех категориях хозяйств России составила 2862 тыс. га, из них доля сельхозорганизаций — 5,7%, крестьянских (фермерских) хозяйств — 2,9%, хозяйств населения — 91,4%. При валовом сборе 36,6 млн. т доля сельхозорганизаций — 7,5%, крестьянских (фермерских) хозяйств — 3,3%, хозяйств населения — 89,2%. Происходит утрата комплексности и планомерности в защите растений (Захаренко, 2000). Надо отметить, что 1998 и 1999 гг. были наиболее неблагоприятными в отношении урожайности. В последующие годы этот показатель повышался, достигнув максимума в 2009 г. (143 ц/га). Необычайно жаркое и засушливое лето 2010 г. привело к уменьшению этого показателя до 100 ц/га (Росстат РФ, http://www.gks.ru). Однако в США урожайность картофеля доходит до 400 ц/га, а на поливных землях штата Висконсин достигает 655 ц/га. Общие потери урожая в Российской Федерации в 1999 г. оценивались в 4,1 млн. т при валовом сборе 29,7 млн. т (Захаренко, 2000). Тем не менее Россия остается одним из крупнейших производителей картофеля (в 2006 г. собрано 38 572 640 т), уступая лишь Китаю (70 338 000 т) и опережая Индию, США и Украину (23 910 000, 19 712 000, 19 467 000 т в тот же год соответственно) (http://prokartofel.ru).

О большом значении картофеля говорит и высокий уровень его потребления в России — более 100 кг на душу населения в год (123 кг в 1996 г. и 109 кг в 2007 г.) (Росстат РФ, http://www.gks.ru).

При моделировании ареала в качестве исходной метеорологической информации использовались ряды среднесуточных значений температуры воздуха (до 2005 г. включительно), полученных на сети 223 метеорологических станций международного обмена, передающих телеграммы СИНОП и расположенных на территории России и соседних стран (территория бывшего СССР). Результаты изменений климата и методика их выделения представлены в следующих работах: Гельвер, 2002а, 2002б; Семенов, Гельвер, 2001, 2002а, 2002б; Семенов и др., 2006. Верификация модельного ареала проводилась по данным “Агроатласа” (Афонин и др., 2006) и материалам, предоставленным Российской лабораторией диагностики и прогнозов появления и развития вредителей и болезней растений Минсельхозпрода России.

Результаты и обсуждение

Становление ареала колорадского жука и его состояние в настоящее время

Формирование ареала колорадского жука и его экологические особенности подробно описаны в ряде работ (Колорадский карто-

фельный жук ...,1981; Ясюкевич и др., 2007; Павлюшин и др. 2009), поэтому здесь имеет смысл привести лишь основные этапы этого процесса.

Описан он был в 1824 г. американским энтомологом Томасом Сейем под названием *Chrysomela decemlineata* Say по материалам, собранным в штатах Миссури и Канзас. В 1865 г. шведским энтомологом Шталем отнесен к роду *Leptinotarsa*, который в настоящее время включает в себя 48 видов. Кормовыми растениями колорадского жука служили дикорастущие пасленовые *Solanum rostratum, S. cornutum, S. carolinense*. Центром происхождения этого и ряда близких видов считаются засушливые северные районы Мексики и восточные склоны Скалистых гор.

На Североамериканский континент чилийский культурный картофель был завезен еще в 1719 г., но распространение этой культуры по Америке началось только в XIX в., а мест обитания листоеда *Leptinotarsa decemlineata* картофель достиг к 1840-м годам. Первые значительные повреждения картофеля были зарегистрированы в 1855 г. в штате Небраска. Но большой экономический ущерб посадкам картофеля был отмечен в 1859 г. в штате Колорадо. Из этого штата началось бурное расселение вредителя, получившего с этого времени название колорадского картофельного жука (*Colorado potato beetle*).

К 1880 г. около 90% площади, занимаемой в США культурой картофеля, было заселено вредителем. Побережья Мексиканского залива он достиг к 1900 г., заселение южной части Канады происходило с 1870 по 1901 г., а до Британской Колумбии он добрался к 1919 г. (Колорадский картофельный жук... , 1981).

С 1876 г. единичные жуки, а впоследствии и отдельные очаги размножения колорадского жука обнаруживались на территории Англии, Германии, Голландии и Польши. Во всех случаях очаги были уничтожены. Первый незамеченный очаг на Европейском континенте появился во Франции, на западном побережье в окрестностях порта Бордо в годы Первой мировой войны. Выявлен он был лишь в 1922 г., когда его площадь занимала сотни квадратных километров и ликвидировать его было уже невозможно. К середине 1960-х годов колорадский жук появился и обосновался практически во всех странах Европы, в Турции, Сирии.

На территории бывшего СССР колорадский жук впервые появился в 1949 г. на территории Львовской области УССР, где его очаги были быстро уничтожены. До 1958 г. очаги на территории бывшего СССР были малочисленны, носили изолированный характер и эффективно уничтожались. Однако к этому времени зона сплошного заражения вредителем подошла вплотную к западной

границе СССР. В 1958 г. произошло массовое проникновение колорадского жука на территорию СССР на всем протяжении границы от Карпат до Балтики. По некоторым направлениям расширение ареала происходило со скоростью более 100 км в год (Колорадский картофельный жук... , 1981).

К концу XX в. вредитель распространился на европейской части России до 64—65° с. ш. (юг Карелии, Архангельская область, Республика Коми и вся территория Ленинградской области). В восточном направлении он достиг 92° в. д., но при этом граница его ареала за Уральским хребтом довольно резко уходит к югу (Колорадский картофельный жук... ,1981; Афонин и др., 2006). В 2000 г. обнаружен очаг размножения колорадского жука в Приморье (Павлюшин и др., 2009).

Столь высокий потенциал расселения и размножения обусловлен рядом его уникальных биологических особенностей. У имаго колорадского жука существует 6 типов физиологического покоя, различающихся по срокам наступления и окончания, биологической направленности, глубине и продолжительности. Это обеспечивает гарантированное выживание вида при любых неблагоприятных условиях. Еще одной важной особенностью является частичный отказ от фотопериодического контроля диапаузы. Во всех популяциях велика доля особей, формирующих диапаузу спонтанно, независимо от длины светового дня. Эта тенденция сохраняется и при высокой температуре, которая обычно благоприятствует развитию без диапаузы. При понижении температуры до 18—20°С число диапаузирующих жуков увеличивается настолько значительно, что делает фотопериодический контроль диапаузы минимальным (Колорадский картофельный жук ...,1981; Горышин и др., 1987; Саулич, 1994). Разумеется, этот высокий потенциал мог быть реализован в соответствующих биоклиматических условиях. Но рано или поздно в действие вступят ограничивающие факторы окружающей среды, и дальнейшее расселение вредителя сможет происходить при их изменении, например, при изменении климата. Поэтому целесообразно некоторое внимание уделить изменениям климата, наблюдаемым во второй половине XX в. — начале XXI в.

Наблюдаемые во второй половине XX в. — начале XXI в. изменения климата

Оценка наблюдаемых и ожидаемых изменений климата, исходя из данных мониторинга и результатов научных исследований, является важной составляющей информационной базы разработки климатической политики на национальном и международном уровнях. Глобальное обобщение и анализ этой информации периоди-

чески выполняет Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК), которая была учреждена в 1988 г. совместно Всемирной метеорологической организацией и Программой ООН по окружающей среде. Ею проводится работа по оценке научных знаний, воздействий и социально-экономических аспектов изменения климата, а также возможностей адаптации и смягчения воздействий в связи с изменением климата. Результаты этой работы оформляются в основном в виде известных оценочных докладов МГЭИК (см., например, Climate Change 1995, 1996a, 1996b; Climate Change 2001, 2001a, 2001b, 2001c; Climate Change 2007, 2007a, 2007b, 2007c).

Информация по отдельным странам, в том числе по России, отражена в этих документах, но весьма фрагментарно вследствие ограничений на общий объем документов и большей их концентрации на глобальных проблемах. В последнее время этот пробел восполняется. Так, в 2008 г. вышел Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: том I. Изменения климата и том II. Последствия изменений климата, 2008.

Как следует из приведенных в "Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" (Том I. Изменения климата (2008)) данных, повышение среднегодовой температуры воздуха в течение XX в. происходило практически во всех регионах России во все сезоны года.

За 100-летний период с 1901 по 2000 г. общее потепление составило 0,66°С в среднем для земного шара и 1,00°С для России. За последние 100 лет (1907—2006 гг.) аналогичные оценки составили 0,75°С в среднем для земного шара и 1,29°С для России, т. е. 100-летнее потепление как в целом для земного шара, так и для России стало более интенсивным.

Та же картина наблюдается и в каждом из физико-географических районов России. За период 1976—2006 гг. суммарное среднее потепление в целом по России составило 1,33°С за 31 год, т. е. превысило 100-летнее среднее потепление (1,00—1,29°С). Соответственно скорость потепления после 1975 г. много больше, чем за столетие в целом: для территории России — это 0,43°С/10 лет против 0,10—0,13°С/10 лет.

Характер межгодовых колебаний количества осадков, особенно с середины 1960-х годов, сложен. Грубо можно выделить периоды увеличения осадков — до 1960-х годов и после 1980-х годов, а между ними — примерно два десятилетия разнонаправленных флуктуаций.

В целом на территории России и в ее регионах (кроме Приамурья и Приморья) отмечается некоторое увеличение средних

годовых сумм осадков, наиболее заметное в Западной и Центральной Сибири. Тренд среднегодовых сумм осадков за 1976—2006 гг. в среднем по России составляет 0,6 мм/мес за 10 лет, хотя описывает лишь 12,7% межгодовой изменчивости. Наиболее заметным является увеличение весной осадков в среднем по России (1,4 мм/мес за 10 лет, вклад в дисперсию 22%). Еще один заметный факт — уменьшение количества осадков в зимний сезон на северо-востоке, которое, однако, не проявилось для России в целом, так как компенсировалось увеличением количества осадков в Западной Сибири (Оценочный доклад ..., том I, 2008).

Показательно сравнение двух последних тридцатилетий: 1946—1975 и 1976—2005 гг. по среднегодовой температуре и количеству осадков. Локальное похолодание в период 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг. отмечено на Кольском п-ове и в Предкавказье и наиболее выражено к югу и востоку от залива Кара-Богаз-Гол (до 1°С). На всей остальной части рассматриваемой территории произошло увеличение температуры, несколько менее выраженное на европейской части России и более — в Сибири (в наибольшей степени в Предбайкалье (до 2°С) и Казахстане) (Ясюкевич и др., 2009).

На большей части территории России, других стран СНГ и Балтии в период 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг. произошло увеличение среднегодового количества осадков, наиболее проявившееся на севере европейской части России, в средних и южных широтах Восточно-Европейской равнины, на востоке Среднесибирского плоскогорья и Приленского плато (до 30%). Существенное уменьшение количества осадков (более 30%) отмечено в районе Чукотского нагорья и южной части Камчатки (Ясюкевич и др., 2009).

В течение XXI в. средняя температура приземного воздуха в целом по России будет продолжать повышаться (Оценочный доклад... ,том I, 2008). Наибольшего потепления следует ожидать в Сибири и в северных регионах России, а также в Арктике. В Сибири и на Дальнем Востоке число дней с морозом может сократиться от двух недель до месяца.

Зимой на территории России повсеместно ожидается увеличение количества осадков. Летом осадки будут увеличиваться только в средней полосе и на севере. В южных регионах России следует ожидать развития засушливых условий. В тех регионах, где уже существует достаточное или избыточное увлажнение, будет происходить увеличение водных ресурсов. Напротив, в регионах, где водообеспеченность в настоящее время недостаточна, ожидается ее дальнейшее уменьшение. Наибольшее увеличение стока ожи-

дается на водосборах северных и сибирских рек, а в бассейнах южных рек сток будет уменьшаться вследствие уменьшения годовых сумм осадков и увеличения испарения в теплый сезон.

На европейской территории России ожидается преимущественное сокращение площади снежного покрова, а в Сибири, где преобладают твердые осадки, масса снега будет увеличиваться. В результате на европейской территории следует ожидать увеличения зимнего стока, а в северной и восточной частях азиатской территории увеличения накопленной за зиму массы снега в сочетании с ускорением ее таяния весной, что увеличивает риск наводнений.

Деградация многолетней мерзлоты под влиянием потепления климата будет проявляться прежде всего в увеличении мощности сезонно-талого слоя. Граница, разделяющая области сезонного протаивания и сезонного промерзания, будет смещаться к северу. Сокращение ледяного покрова Северного Ледовитого океана будет происходить в течение всего XXI в., причем преимущественно в результате уменьшения площади многолетних льдов. В некоторых расчетах к концу XXI в. в Северном Ледовитом океане остается только сезонный лед, так что летом Арктика полностью освобождается от морского льда (Оценочный доклад ..., том I, 2008).

В пользу антропогенной природы наблюдаемого потепления убедительно свидетельствует сравнение данных наблюдений и результатов двух серий модельных расчетов эволюции климата XX в. и прогнозирования климата первой половины XXI века. В первой серии учитывались и антропогенные, и естественные внешние воздействия на климатическую систему Земли, а во второй только естественные внешние воздействия (рис. 1). Прямое сравнение данных наблюдений за глобальной температурой приземного воздуха с результатами модельных расчетов показало, что только в экспериментах, учитывающих антропогенные внешние воздействия, хорошо воспроизводится наблюдаемое повышение температуры. В модельных экспериментах, где антропогенные воздействия не учитываются, температура в последние десятилетия XX в. понижается. Для больших территорий, в частности для всех континентов (за исключением Антарктиды) и для территории России, эволюция среднегодовой температуры приземного воздуха на протяжении XX в., полученная по ансамблю модельных расчетов при учете антропогенных и естественных внешних воздействий, довольно хорошо согласуется с данными наблюдений. Причем в последние десятилетия согласие модельных расчетов с данными наблюдений особенно хорошее (Оценочный доклад... ,том I, 2008; Climate Change 2007, 2007a).

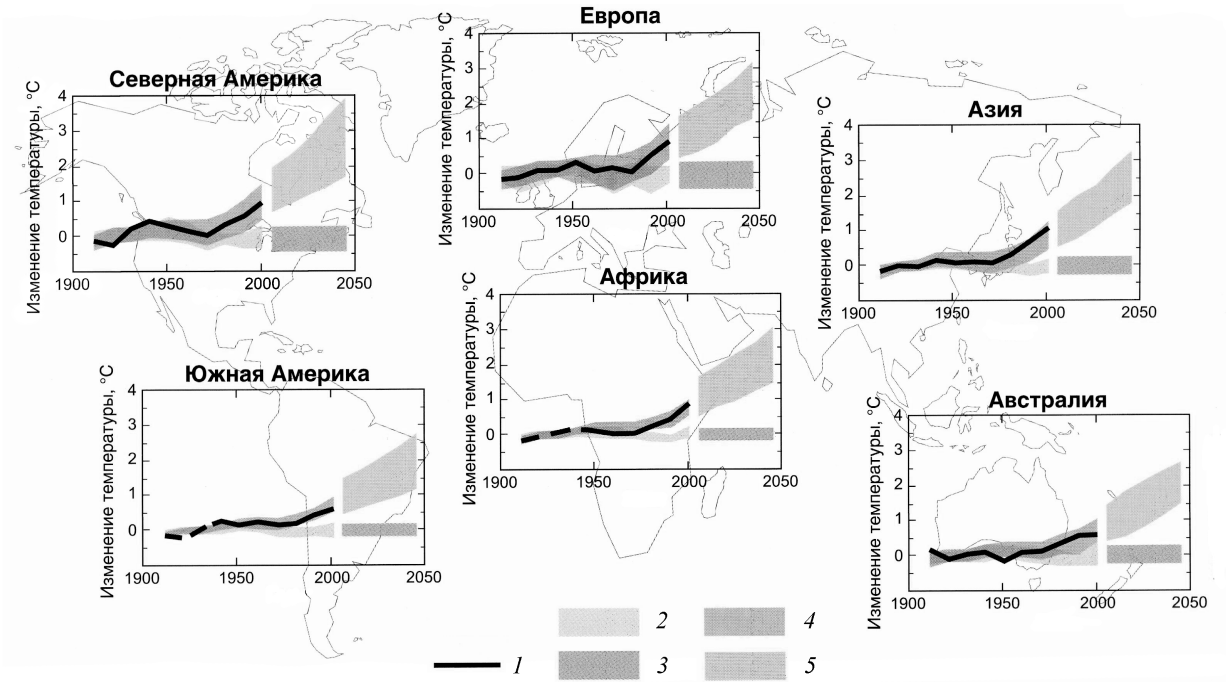


Рис. 1. Средняя температура по данным наблюдений за 1906—2005 гг. (*1*); моделирование (*2*) и прогноз (*3*) без учета антропогенного воздействия; моделирование (*4*) и прогноз (*5*) с учетом антропогенного воздействия. За нуль принято среднее значение за 1901—1997 гг. (Climate Change 2007, 2007a).

Факторы, оказывающие влияние на развитие и распространение колорадского жука

Ранее нами был проведен всесторонний анализ действия на колорадского жука биотических и абиотических факторов (Ясюкевич и др., 2007). Приведем краткие результаты этого исследования.

Как известно, исходно колорадский жук питался на дикорастущих североамериканских пасленовых. После перехода на питание культурным картофелем началось бурное распространение малоизвестного ранее листоеда по Северной Америке, а потом и по Евразии. Основным кормовым растением на вновь заселенных территориях является картофель. Эта культура возделывается в странах СНГ и Балтии почти повсеместно, кроме Крайнего Севера и пустынь Средней Азии. Ареал возделывания картофеля существенно шире, чем ареал колорадского жука, достигнутый к началу XXI в. Из важных в продовольственном отношении растений колорадский жук повреждает также баклажан, овощной и острый перцы, томаты. Ареал возделывания этих овощных культур уже, чем картофеля, и смещен к югу. Тем не менее они обеспечивают существование вредителя, особенно там, где посадки картофеля менее обильны, чем в Средней и Южной России. В ряде случаев эти растения служат источником корма либо до появления всходов картофеля, либо после увядания его ботвы. Помимо культурных растений, колорадский жук способен питаться и на ряде дикорастущих пасленовых, произрастающих в Европе и Азии.

На большей части территории стран СНГ и Балтии сумма осадков, как среднегодовая (600—1500 мм), так и в течение теплого сезона, не является ни чрезмерной, ни катастрофически низкой для колорадского жука (Атлас СССР, 1986; Афонин и др., 2006). Следовательно, условия увлажнения и наличия кормовой базы на рассматриваемой территории в данном случае не являются лимитирующим фактором.

Проанализировав материалы, касающиеся влияния температуры на развитие колорадского жука, мы пришли к выводу, что основным экологическим фактором, определяющим формирование его ареала на территории бывшего СССР, является температура. В качестве модельных критериев были выбраны следующие (Ясюкевич и др., 2007):

— сумма эффективных температур для развития 1-го поколения 360°С · сут при пороге развития 11,5°С по М. Д. Злотникову (Злотников, 1967);

— изотерма среднегодовой температуры 0°С, которая ограничивает расширение ареала в северном и восточном направлениях, и

изотерма среднемесячной температуры июля 27°С, ограничивающая его расширение в южном направлении.

Моделирование ареала колорадского жука

Потенциальный ареал колорадского жука, рассчитанный исходя из первого критерия, представлен на рис. 2. Ареал вредителя простирается далеко на восток, до Приморья и Хабаровского края.

Ареал, рассчитанный исходя из второго критерия, представлен на рис. 3. Как следует из этого рисунка, потенциальный ареал колорадского жука не намного шире фактического (Афонин и др., 2006). Дальнейшее укоренение вредителя и расширение его ареала возможны лишь в Приморском крае и южной части Хабаровского края, на крайнем юге Камчатки, Сахалине, что составляет небольшую часть от уже заселенной им территории.

Анализ формирования ареала (Ясюкевич и др., 2007) показывает, что темпы движения вредителя на восток сильно уменьшились к началу XXI в., что может свидетельствовать о том, что он заселил практически все доступные для него по климатическим параметрам территории. Ареал, изображенный на рис. 2, представляется завышенным в азиатской части России и преуменьшенным в европейской. Однако этот расчет свидетельствует о том, что летняя температура практически во всей Южной Сибири пригодна для развития колорадского жука хотя бы в одном поколении. Ареал, представленный на рис. 3, отражает действительное положение вещей в гораздо большей степени. Он показывает, что благополучно перезимовать в условиях континентального климата при наличии многолетней мерзлоты колорадский жук не может. Критической считается температура почвы −5... −7°С на глубине 25 см (Колорадский картофельный жук... , 1981).

В этом отношении особенности ареала колорадского жука не являются уникальными. Так, северная граница распространения отряда тараканових (*Blattoptera*) проходит несколько южнее январской изотермы −20°С, в значительной мере совпадая с южной границей вечной мерзлоты (Атлас СССР, 1986). Она же, в свою очередь, довольно точно совпадает со среднегодовой изотермой 0°С (Анисимов, Белолуцкая, 2003; Семенов и др., 2006). Почти во всей Сибири, в районах вечномерзлых грунтов, природная фауна тараканових отсутствует, но свободноживущие виды встречаются на юге Дальнего Востока. Аналогичным образом, на северо-востоке Европейской России и в Сибири не встречаются многие недостаточно холодостойкие европейские виды насекомых (капустная белянка, озимая совка, кольчатый коконопряд и другие), которые тем не менее обнаруживаются в Средней Азии и на юге Дальнего Востока

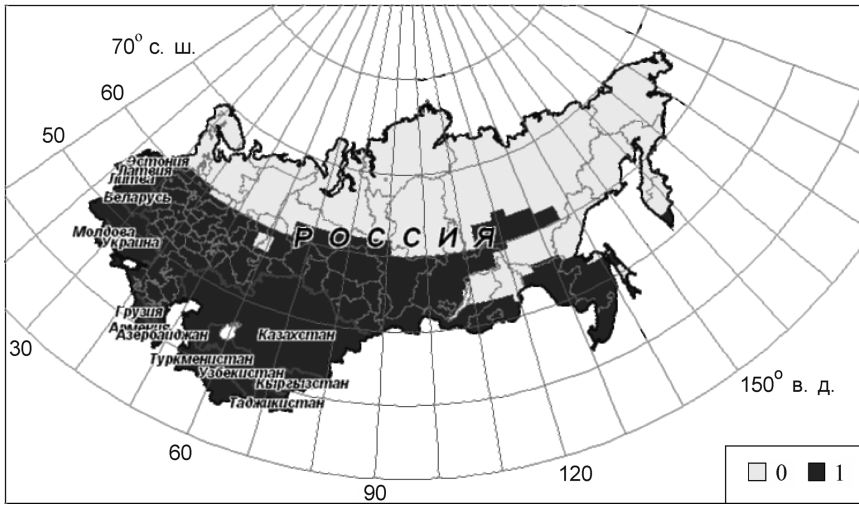


Рис. 2. Потенциальный ареал колорадского жука на территории стран СНГ в 1976—2005 гг., рассчитанный по критерию М. Д. Злотникова (Злотников, 1967). 0 — развитие не завершается; 1 — по условиям теплообеспеченности возможно развитие хотя бы одного поколения за сезон.

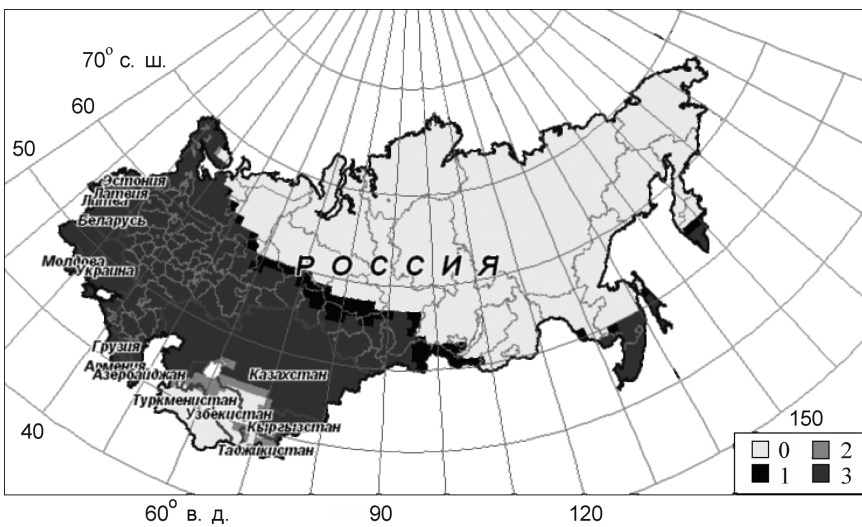


Рис. 3. Потенциальный ареал колорадского жука на территории стран СНГ, ограниченный изотермами среднегодовой температуры 0°С и среднемесячной температуры июля 27°С, и его изменения в 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг.: 0 — в ареал не входит, 1 — приращение ареала, 2 — сокращение ареала, 3 — входит в ареал (без изменений).

(Бей-Биенко, 1980). Эти примеры показывают правильность выбора второго критерия для оценки потенциального ареала колорадского жука на территории Евразии.

Изменения ареала в 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг. сравнительно невелики и носят локальный характер. Как и в отношении ареалов переносчиков и возбудителей малярии (Ясюкевич, Гельвер, 2007), изменения границы ареала в разных его частях разнонаправленны, что объясняется особенностями региональных и сезонных трендов изменения температуры. Сокращение ареала имело место в южной его части, а расширение — в северном и восточном направлениях. В период 1946—1975 гг. его площадь составляла 9 224 548 км^2, а в период 1976—2005 гг. — 9 658 371 км^2, увеличение составило 433 823 км^2, или 5%. Мы связываем эти изменения с климатическими причинами, о которых говорилось выше. Показательно сравнение оценки ареала, приводимого в данной работе (до 2005 г.), с более ранней оценкой (до 1995 г.) (Ясюкевич и др., 2007). Так, если до 1995 г. потенциальный ареал вредителя в Южной Сибири простирался до 98° в. д., то изменение климатических условий к 2005 г. позволили жуку продвинуться до 109° в. д., в Забайкалье. В 1966—1995 гг. в европейской части России (по сравнению с 1936—1965 гг.) расширения ареала практически не происходило, в 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг. можно наблюдать движение ареала (пусть и весьма локальное) к востоку и северу (рис. 3).

Мерами адаптации к воздействию вредителя можно считать стабильное повышение урожайности в картофелеводческих предприятиях и крупных крестьянских (фермерских) хозяйствах до 200 ц/га и увеличение их доли в общем объеме производства картофеля. Последнее позволит внедрять более совершенную агротехнику, включая комплексные и планомерные методы защиты растений, препятствующие возникновению резистентности к инсектицидам, мониторинг численности и распространения колорадского жука. Значительные резервы заключаются в рациональном использовании сортовых ресурсов. Как известно, абсолютно устойчивых сортов картофеля нет, за исключением трансгенных, выращивание которых в России запрещено. Относительно устойчивыми могут считаться сорта, обладающие высокой регенеративной способностью листовой массы (Невский, Сосновский — здесь и далее отдельные примеры из огромного многообразия сортов), антибиотическими свойствами (пониженная усвояемость — Сентябрь), антиксенотическими свойствами (повышенная опушенность листьев препятствует откладке яиц — Синева, Луговской). Известно также, что раннеспелые сорта в большей степени подвержены воздействию вредителя, чем средне- и позднеспелые. Чередование сортов и

оптимизация их использования с учетом климатических зон могут способствовать снижению вредоносности колорадского жука (Журавлев, 1995; Васютин, 2000; Лукьянова, 2000; Коваленков, Тюрина, 2000; Слобожанина, 2004, 2007; Павлюшин и др., 2009).

Заключение

Формирование ареала колорадского жука на территории стран СНГ и Балтии зависит в основном от температурного режима. Условия же увлажнения и наличия кормовой базы на рассматриваемой территории лимитирующими не являются.

Вредитель заселил почти все доступные для него по климатическим параметрам территории. Дальнейшее расширение ареала вредителя возможно лишь в Приморском крае и южной части Хабаровского, на крайнем юге Камчатки, Сахалине, что составляет небольшую часть от уже заселенной им территории.

Летом температура практически во всей Южной Сибири благоприятна для развития колорадского жука хотя бы в одном поколении. Однако благополучно перезимовать в условиях континентального климата при наличии многолетней мерзлоты он не может. Поэтому большое значение для его расселения имеют процессы деградации многолетней мерзлоты. Потенциальный ареал колорадского жука наилучшим образом описывается следующим критерием: изотерма среднегодовой температуры 0°С ограничивает расширение ареала в северном и восточном направлениях, а изотерма среднемесячной температуры июля 27°С — в южном. Изменения ареала в 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг. сравнительно невелики и носят локальный характер. Изменения температурного режима к 2005 г. по сравнению с таковым к 1995 г. создали предпосылки к смещению восточной границы его распространения на территории России от 98 до 109° в. д. Смещения границы ареала в разных его частях разнонаправленны, что объясняется особенностями региональных и сезонных трендов изменения температуры.

Меры адаптации к воздействию вредителя заключаются в снижении многоукладности землепользования в картофелеводстве, совершенствовании агротехники и методов защиты растений, рациональном использовании сортовых ресурсов картофеля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. 2003. Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогнозирование и оценка неопределенности. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XIX. СПб: Гидрометеоиздат. С. 21—38.

Амиргереев Н. А. 1997. Колорадский жук и его вредоносность в условиях запада Казахстана. В сб.: Материалы республиканской научно-практической конференции по картофелеводству и овощеводству в Казахстане. Пос. Кайнар. С. 32—34.

Атлас СССР. 1986. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. 260 С.

Афонин А. Н., Гринн С. Л., Дзюбенко Н. И., Фролов А. Н. 2006. Интерактивный Атлас полезных растений, их вредителей и экологических факторов России и сопредельных государств [Интернет-версия 1.0]. СПб: Санкт-Петербургский государственный университет, факультет географии. http://www.agroatlas.ru.

Бей-Биенко Г. Я. 1980. Общая энтомология. М.: Высшая школа. 416 С.

Гельвер Е. С. 2002а. Об одном методе геоэкологически ориентированного картирования климата. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XVIII. СПб: Гидрометеоиздат. С. 358—367.

Гельвер Е. С. 2002б. Учет неопределенности и пропусков в данных при когерентном отображении состояния окружающей среды и климата. В кн.: Научные аспекты экологических проблем России. Труды Всероссийской конференции. Москва, 13—16 июня 2001 г. М.: Наука. Т. 2. С. 147—152.

Горышин Н. И., Волкович Т. А., Саулич А. Х., Шахова Н. Н. 1987. Сравнительно-экологическое изучение популяций колорадского жука *Leptinotarsa decemlineata* Say (*Coleoptera, Chrysomelidae*) на Европейской части СССР. Энтомологическое обозрение. Т. 66, № 2. С. 225—235.

Журавлев В. Н. 1995. Рациональные методы борьбы с колорадским жуком. Защита растений. № 6. С. 6—8.

Захаренко В. А. 2000. Экономика защиты картофеля от колорадского жука. В кн.: Современные системы защиты и новые направления в повышении устойчивости картофеля к колорадскому жуку. Серия "Генетическая инженерия и экология" М.: Центр "Биоинженерия РАН". Т. 1.

Злотников М. Д. 1967. Возможный ареал распространения и сроки развития колорадского жука в Европейской части СССР. В сб.: Труды Всесоюзного научно-исследовательского института защиты растений. Вып. 27. С. 68—74.

Кахоров К. Х. 1995. Зависимость урожая картофеля от степени повреждения колорадским жуком. В кн.: Пути повышения продуктивности сельскохозяйственных культур. Тезисы докладов научной конференции. Душанбе: Таджикский аграрный университет. С. 97—98.

Коваленков В. Г., Тюрина Н. М. 2000. Распространенение, вредоносность и меры подавления колорадского жука на пасленовых культурах в условиях Ставрополья. Агро XXI. № 3. С. 8—9.

Колорадский картофельный жук *Leptinotarsa decemlineata* Say. 1981. Под ред. Р. С. Ушатинской. М.: Наука. 337 С.

Лукьянова Л. Г. 2000. Колорадский жук на Нижегородской земле. Агро XXI. № 6. С. 6—7.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Том I. Изменения климата. М.: Росгидромет. 227 С.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Том II. Последствия изменений климата. М.: Росгидромет. 288 С.

Павлюшин В. А., Сухорученко Г. И., Фасулати С. Р., Вилкова Н. А. 2009. Колорадский жук: распространение, экологическая пластичность, вредоносность, методы контроля. Приложение к журналу "Защита и карантин растений". № 3. 32 С.

Росстат РФ. Официальный сайт Федеральной службы государственной статистики РФ. http://www.gks.ru.

Саулич А. Х. 1994. Значение абиотических факторов при формировании вторичных ареалов адвентивных видов насекомых. Энтомологическое обозрение. Т. 63, № 3. С. 591—605.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2001. Проблема пропусков в данных при мониторинге состояния окружающей среды. В кн.: Труды международной конференции "Математические и физические методы в экологии и мониторинге

природной среды". М.: Изд-во Московского государственного университета леса. С. 199—204.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2002а. Изменение годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке. Доклады Академии наук. Геофизика. Т. 386, № 3. С. 389—394.

Семенов С. М., Гельвер Е. С. 2002б. Синусоидальная аппроксимации годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке. Метеорология и гидрология. № 11. С. 25—30.

Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2006. Выявление климатогенных изменений. М.: Издательский центр "Метеорология и гидрология". 324 С.

Слобожанина Е. А. 2004. Биологические особенности и вредоносность колорадского жука в Курганской области. Материалы XLIII научно-технической конференции. Ч. 3. Челябинск: Челябинский государственный агроинженерный университет. С. 404—408.

Слобожанина Е. А. 2007. Особенности развития колорадского жука в Зауралье за последние 5 лет. Сибирский вестник сельскохозяйственной науки. № 3. С. 23—26.

Теняев А. В. 2000. Вредоносность колорадского жука на территории Рязанской области. В кн.: Современные системы защиты и новые направления в повышении устойчивости картофеля к колорадскому жуку. Серия "Генетическая инженерия и экология". М.: Центр "Биоинженерия РАН". Т. 1. С. 10—11.

Трибель С. А. 2000. Потери урожая картофеля от колорадского жука на Украине. Вредоносность колорадского жука на территории Рязанской области. В кн.: Современные системы защиты и новые направления в повышении устойчивости картофеля к колорадскому жуку. Серия "Генетическая инженерия и экология". М.: Центр "Биоинженерия РАН". Т. 1. С. 14—15.

Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2007. Последствия изменений климата для переносчиков и возбудителей малярии человека в России и ее ближайшем географическом окружении. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб: Гидрометеоиздат. Т. XXI. С. 293—347.

Ясюкевич В. В., Попов И. О., Давидович Е. А. 2009. Изменения климата на территории России во второй половине XX и начале XXI веков. В кн.: Труды Ставропольского отделения Русского энтомологического общества. Вып. 5. Материалы II международной научно-практической Интернет-конференции. Ставрополь, 1 марта 2009 г. Ставрополь: АГРУС. С. 143—149.

Ясюкевич В. В., Попова Е. Н., Гельвер Е. С., Ривкин Л. Е. 2007. Влияние климатических факторов на формирование ареала колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say). В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб: Гидрометеоиздат. Т. XXI. С. 348—379.

Climate Change 1995. 1996a. The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J. T. Houghton et al. (eds.). Cambridge University Press. 572 P.

Climate Change 1995. 1996b. Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change. Scientific and Technical Analysis. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R. T. Watson et al. (eds.). Cambridge University Press. 879 P.

Climate Change 2001. 2001a. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J. T. Houghton et al. (eds.). Cambridge University Press. 881 P.

Climate Change 2001. 2001b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J. J. McCarthy et al. (eds.). Cambridge University Press. 1032 P.

Climate Change 2001. 2001c. Synthesis Report. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R. T. Watson and the Core Writing Team (eds.). WMO, UNEP. 397 P.

Climate Change 2007. 2007a. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor,

and H. L. Miller (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 996 P.

Climate Change 2007. 2007b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden, and C. E. Hanson (eds.). Cambridge, UK: Cambridge University Press. 976 P.

Climate Change 2007. 2007c. Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. B. Metz, O. R. Davidson, P. R. Bosch, R. Dave, and L. A. Meyer (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press. 841 P.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА КОЛЕБАНИЙ ЗИМНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СУШЕ ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА — НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

В. В. Попова[1)], *А. Б. Шмакин*, *А. Ю. Михайлов*

Россия, 119017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН. [1)]valeria_popova@mail.ru

Реферат. По результатам анализа изменений температуры методами главных компонентов и пошаговой множественной регрессии выяснено, что в 1950—2006 гг. вариациями циркуляционных механизмов NAO, SCAND и PNA объясняется почти 80% изменчивости температуры Северного полушария и практически весь тренд ее повышения. Роль индекса NAO существенно увеличивается с конца 1960-х — начала 1970-х годов. С NAO на 50% связано беспрецедентное повышение средней температуры на суше Северного полушария и почти на 70% — на севере Евразии в 1968—1997 гг. Со второй половины 1990-х годов на суше Северного полушария колебания температуры почти на 70% связаны со SCAND.

Ключевые слова. Температура воздуха, зима, Северное полушарие, вариации климата, атмосферная циркуляция.

REGIONAL STRUCTURE OF WINTER LAND AIR TEMPERATURE VARIATIONS IN THE EXTRATROPICS OF THE NORTHERN HEMISPHERE IN THE SECOND HALF OF THE 20th CENTURY AND BEGINNING OF THE 21st CENTURY

V. V. Popova[1)], *A. B. Shmakin*, *and A. Yu. Mikhailov*

Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetnyi per., 119017 Moscow, Russia. [1)]valeria_popova@mail.ru

Abstract. Investigation of air temperature variations with the principal component analysis and stepwise multiple regression showed that NAO, SCAND and PNA variations can explain almost 80% of the Northern Hemisphere temperature variability and practically 100% of its upward trend for 1950—2006. The NAO role was increasing significantly since the late 1960s and early 1970s. This can explain 50% of unprecedented increase in the mean land air temperature over the Northern Hemisphere and almost 70% of its increase in Northern Eurasia in 1968—1997. Since the second half of the 1990s, almost 70% of the land air temperature variations over the Northern Hemisphere are associated with SCAND.

Key words. Air temperature, winter, Northern Hemisphere, climate variations, atmospheric circulation.

Введение

Внетропическая зона Северного полушария отличается наиболее значительными темпами повышения температуры и вносит решающий вклад в увеличение глобальной температуры нескольких последних десятилетий (МГЭИК, 2007). Важно учитывать, что в основе многолетних изменений глобальной приземной температуры, обычно представляемых в виде осредненной кривой (МГЭИК, 2007), лежат региональные аномалии. Так, например, в Северной Евразии современное глобальное потепление зимой реализуется в виде крупномасштабных положительных аномалий приземной температуры воздуха, которые имеют ту же локализацию и горизонтальные масштабы, что и тренд температуры зимнего сезона с конца 1960-х до середины 1990-х (Thompson et al., 2000). В конце 1980-х — середине 1990-х годов повторяемость этих аномалий существенно увеличилась, что отразилось в повышении глобальной температуры. В связи с этим изучение региональной структуры современных изменений климата внетропической зоны Северного полушария приобретает особо важное значение. Значительные изменения климата внетропической зоны Северного полушария происходят в холодный период года, особенно зимой (МГЭИК, 2007). Этот сезон вне тропиков отличается наиболее интенсивной атмосферной циркуляцией — ведущим климатообразующим фактором в это время года, формирующим как средний климатический режим, так и поля климатических аномалий во внетропической зоне (Thompson, Wallace, 2000).

С помощью разложения по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) А. Г. Барнстону и Р. Е. Ливзи (Barnston, Livezey, 1987) удалось выявить ряд мод (Northern Hemisphere Teleconnection Patterns), или циркуляционных механизмов, описывающих изменчивость поля геопотенциала изобарической поверхности 700 гПа над внетропической зоной Северного полушария. В их числе североатлантическое колебание (NAO), выделенное ранее по приземному полю давления, и ряд других механизмов, связанных с известными центрами действия атмосферы. Многие из них исследовались с точки зрения их статистических характеристик, географического проявления областей влияния, особенностей формирования и т. д. (Feldstein, 2000; King et al., 2010). Можно предполагать, что в пространственной неоднородности изменений температуры приземного воздуха могут быть выявлены региональные структуры, обусловленные проявлением этих циркуляционных

механизмов. Такие работы уже были выполнены для ряда регионов Евразии (Попова, Шмакин, 2003, 2010; Zveryaev, Gulev, 2009) и Северной Америки (Hurrell, 1995; Rennert, Wallace, 2009), и были получены количественные оценки зависимости температуры воздуха от разных показателей крупномасштабной атмосферной циркуляции, в том числе с помощью современных статистических методов (метод главных компонентов, множественная пошаговая регрессия и др.).

В последние годы выполнен целый ряд исследований по изучению особенностей крупномасштабных циркуляционных механизмов внетропической зоны Северного полушария, прежде всего NAO. Получен вывод о том, что механизмы телеконнекции полушарного масштаба проявляются на низких частотах — от 20—30 суток и более (Rennert, Wallace, 2009; Athanasiadis, Ambaum, 2009). В то же время, согласно (Feldstein, 2000; Benedict et al., 2004), характерный временной масштаб возмущений в механизмах NAO, PNA, WP, SCAND, EA и EA-WR может составлять около 1—2 недель. В статье В. А. Семенова (2007) исследуется связь колебаний средней за холодный сезон температуры Северного полушария с разными циркуляционными механизмами методом главных компонентов и делается вывод о том, что значительная часть колебаний может быть объяснена аномалиями циркуляции. В работе (Gerber, Vallis, 2009) механизм возникновения структуры NAO в зимнее время исследуется с помощью численного моделирования: она возникает в основном под влиянием распределения суша — океан в Западном полушарии, отчасти вследствие наличия динамического барьера Скалистых гор. Восток Атлантики и север Европы выявлены как главные регионы затухания циклонов в масштабе всего Северного полушария. По результатам анализа связи температуры зимой за 1950—2004 гг. с индексами североатлантического и арктического колебаний авторы статьи (Cohen, Barlow, 2005) оспаривают влияние последних на потепление последних десятилетий в глобальном масштабе и предполагают, что оно может быть связано с аномалиями площади снежного покрова в Евразии и температуры поверхности океана. В то же время нельзя не признавать, что влияние указанных факторов на термический режим суши может осуществляться только посредством атмосферной циркуляции.

Цель данной работы — изучение региональной структуры колебаний приземной температуры зимой во внетропических широтах Евразии и Северной Америки, а также выяснение роли и сравнительного вклада формирующих ее крупномасштабных циркуляционных механизмов. Выявление такой структуры позво-

ляет судить о механизмах формирования аномалий регионального масштаба, которые, интегрируясь в пространстве, проявляются в изменениях глобальной температуры.

Данные и методы

В работе использовались данные измерений температуры воздуха в регулярной сетке, взятые с сайта Центра климатических исследований Университета Делавэр (http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/archive.html). Для анализа были отобраны данные, представляющие собой среднемесячные значения температуры воздуха за период с 1951 по 2006 г. по ячейкам, расположенным на суше Северного полушария в широтном диапазоне от 40 до 75° с. ш., т. е. во всей внетропической зоне. В указанном архиве данных они приведены только для суши; для ячеек, занятых морями и океанами, информация отсутствует. Исходные данные с разрешением $0{,}5 \times 0{,}5°$ были затем переинтерполированы в сетку с меняющимся шагом по долготе, обеспечивающим равные площади ячеек, соответствующие разрешению $5 \times 5°$ на средней широте выбранного пояса (57,5° с. ш.). Шаг по широте при этом оставался постоянным (5°).

Поскольку современное потепление в Северной Евразии проявляется в большей степени зимой и ранней весной, анализ проводился для средней температуры воздуха за четыре месяца — с декабря по март. Рассматривались две первые эмпирические ортогональные функции (ЭОФ1, ЭОФ2), доли описываемой ими изменчивости температуры и их распределение по территории в виде полей коэффициентов корреляции между ЭОФ и температурой в узлах сетки. Рассматривались также первый и второй коэффициенты разложения, или главные компоненты (ГК1, ГК2): рассчитывались тренды как за исследуемый период в целом, так и за два более коротких периода: до и после начала 1970-х годов (примерный рубеж, от которого отсчитывается начало современного глобального потепления (МГЭИК, 2007)). Анализировался также период наиболее быстрого повышения глобальной температуры с 1968 по 1997 г., ранее рассмотренный в работе (Thompson et al., 2000). С применением пошаговой множественной регрессии получены количественные оценки общей изменчивости между ГК1 (ГК2) и показателями изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции. Как упоминалось выше, характерный масштаб возмущений в циркуляционных механизмах составляет от 6 до 20 сут (Rennert, Wallace, 2009; Athanasiadis, Ambaum, 2009; Feldstein, 2000; Benedict et al., 2004), поэтому для анализа использовались как осредненные для сезонов, так и месячные значения циркуляционных индексов.

Кроме того, среднесезонные индексы, статистически не связанные между собой в целом за 1951—2005 гг., в отдельные отрезки времени значимо коррелируют, что затрудняет получение надежных оценок вклада циркуляционных индексов в изменения температуры.

Рассматривалось также поле разностей между аномалиями $T_{XII-III}$ на севере Евразии, которые рассчитывались как средние за годы, когда наблюдались совпадения аномалий (превышающих по абсолютному значению стандартное отклонение) двух циркуляционных индексов — положительных для NAO (≥0,7) и отрицательных для SCAND (≤−0,5), поскольку с ними связаны аномалии температуры одного знака, и наоборот, отрицательных для NAO (≤−0,7) и положительных для SCAND (≥0,5). Для каждой из описанных ситуаций насчитывается по 5 лет: 1983, 1989, 1993, 1995, 2000 гг. и 1960, 1969, 1970, 1977, 1996 гг.

При описании изменений крупномасштабной циркуляции атмосферы использовались упоминавшиеся выше индексы Northern Hemisphere Teleconnection Patterns (Barnston, Livezey, 1987) за 1950—2006 гг. Центр прогнозов климата NOAA проводит мониторинг этих циркуляционных механизмов и вычисление соответствующих индексов на основе данных реанализа NCEP/NCAR о колебаниях поля геопотенциала изобарической поверхности 700 гПа для внетропической зоны Северного полушария (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc). Помимо NAO, в качестве основных составляющих изменчивости поля давления над Евразией в зимние месяцы выделяются следующие циркуляционные механизмы, названные в соответствии с их географической привязкой: тихоокеанско-североамериканский (Pacific-North American — PNA), скандинавский (Scandinavian — SCAND), полярно-евразийский (Polar-Eurasian — POL), западно-тихоокеанский (West Pacific — WP), восточно-атлантический (East Atlantic — EA), восточно-атлантический — западно-российский (East Atlantic — West Russia — EAWR). Многолетний ход индексов циркуляции I_{NAO}, I_{PNA}, I_{SCAND}, I_{WP}, I_{EA}, I_{POL} и I_{EAWR} определяется как коэффициенты разложения соответствующих эмпирических ортогональных функций, а динамические схемы представляют собой их пространственное распределение. Характеристики изменчивости поля давления в этом случае выделяются объективно и статистически независимы (последнее, безусловно, относится к среднемесячным значениям, для которых и проводился анализ ЭОФ).

Приведем краткое описание основных циркуляционных механизмов для Северного полушария. Индекс NAO (I_{NAO}) отражает колебания интенсивности зонального переноса над внетропической зоной Северной Атлантики. Поле соответствующей ЭОФ представляет собой диполь, расположенный в этой части Северного

полушария, с отрицательным очагом на севере и положительным на юге Северной Атлантики. Поле ЭОФ, соответствующей механизму POL, в январе представляет собой триполь с отрицательным очагом в приполярной области и двумя положительными — с центрами на юге Европы и северо-востоке Китая. Для зимы во внетропической зоне Евразии I_{POL}, так же как и I_{NAO} для североатлантического сектора, является показателем интенсивности зональной циркуляции. I_{SCAND}, напротив, отражает колебания блокировки зонального переноса над Северной Евразией: поле соответствующей ему ЭОФ характеризуется положительным очагом на территории Европы и Западной Сибири и отрицательным в Восточной Сибири. Для северотихоокеанского сектора режимы усиления и блокировки зонального переноса отражаются соответственно индексами I_{WP} и I_{PNA}. Положительная фаза I_{PNA} сопровождается усилением зональной составляющей вдоль северного побережья Азии и активизацией выноса воздушных масс с юга в районе Урала. Индекс I_{WP} главным образом описывает интенсивность зонального переноса между алеутской депрессией и гонолульским антициклоном, при этом для северной оконечности Дальнего Востока с ним связано усиление меридиональной составляющей. Индексы I_{EA} и I_{EAWR} отражают распределение аномалий давления над Северной Атлантикой и западом Восточно-Европейской равнины.

Результаты

Полученные в результате анализа средней за зимний период (к которому по характеру атмосферной циркуляции можно отнести и март) температуры приземного воздуха ЭОФ1 и ЭОФ2 описывают 40% ее общей изменчивости. С ЭОФ1 связаны почти 27% общей изменчивости температуры (табл. 1). Принимая во внимание масштабы исследуемой территории, можно говорить о высокой пространственной связанности изменений температуры, хотя, как показывает поле ЭОФ1 (рис. 1*а*), в основном это относится к территории Северной Евразии. Здесь располагается основной очаг ЭОФ1, вытянутый по широте и охватывающий весь субконтинент, за исключением п-ова Чукотка и северо-восточной части Камчатки. Область наиболее высокой связанности температуры (она ограничена изокоррелятой 0,7, и, следовательно, ЭОФ1 описывает там больше половины изменчивости температуры) простирается от Хабаровского края до Русской равнины, распространяясь почти на всю Сибирь и сужаясь на востоке и к западу от Урала.

В Северной Америке очаг ЭОФ1 также занимает большую часть территории, простираясь с северо-запада на юг, но в отличие от Северной Евразии здесь она не вносит значительного вклада в ко-

лебания температуры. На северо-востоке континента и западной части Гренландии располагается очаг такой же слабой отрицательной связи между температурой и ЭОФ1. Более существенный вклад (асинхронный) в колебания температуры на востоке Северной Америки связан с ЭОФ2 (рис. 1*б*), хотя очаг, ограниченный изокоррелятой −0,7, где ее вклад превышает 50%, сравнительно невелик. Область положительной корреляции температуры с ЭОФ2, довольно размытая, занимает Восточную Сибирь и Приморье, а также север Европы и Западной Сибири.

Рассмотрим многолетний ход ГК1 и ГК2 (рис. 2, табл. 1), которые в основном описывают многолетние вариации средней по исследуемой территории температуры ($T_{СП}$), включая тренды. Коэффициент линейной корреляции ГК1 с $T_{СП}$ достигает 0,95; таким образом она на 91% объясняет многолетние колебания средней по исследуемой территории температуры, в том числе и тренд, который в ходе ГК1 прослеживается с начала 1970-х годов. Вклад ГК2 в колебания $T_{СП}$ статистически незначим. Тем не менее заметный тренд, который отмечается в ходе ГК2 с начала 1970-х годов (его знак совпадает с отрицательным знаком основного очага ГК2), заслуживает внимания при анализе связи двух основных компонентов

Таблица 1

Характеристики главных компонентов температуры приземного воздуха суши Северного полушария (в среднем за декабрь — март) и их связи с циркуляционными индексами (1951–2006 гг.)

Компонент	R^2, %	$R_{T_{СП}}$	Характеристики тренда ГК			Доля изменчивости, описываемая циркуляционными индексами, % (в скобках указан уровень значимости)					
			период, годы	V, отн. ед./10 лет	$R^2_{тр}$, %	NAO	SCAND	PNA	POL	WP	EAWR
ГК1	27	0,95	1971–2006	0,4	28	48 (0,00)	(–)21 (0,00)	11 (0,00)	–	–	3 (0,00)
ГК2	13	–0,25	1971–2006	–0,4	16	11 (0,00)	–	27 (0,00)	13 (0,00)	(–)6 (0,01)	–

Примечание. R^2 — доля общей дисперсии температуры, описываемая ГК; $R_{T_{СП}}$ — коэффициент корреляции между ГК и $T_{СП}$; V — скорость линейного изменения ГК; $R^2_{тр}$ — доля дисперсии ЭОФ, описываемая линейным трендом; (–) обозначает знак связи между ЭОФ и циркуляционным индексом.

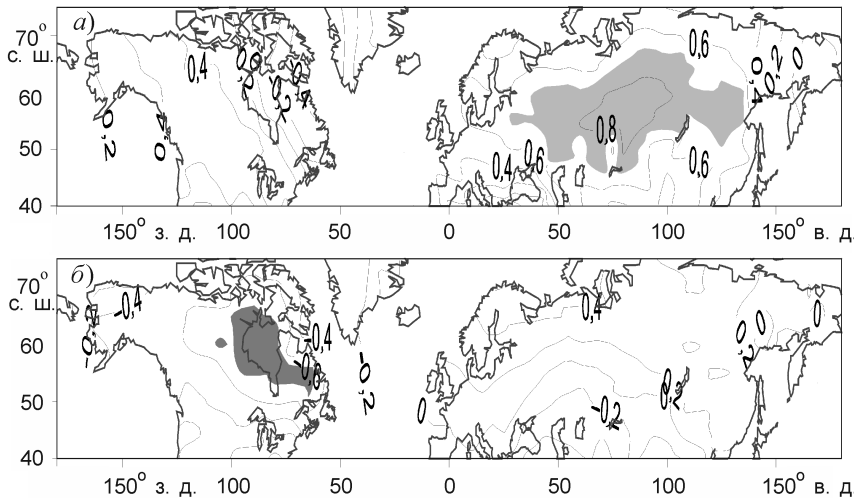


Рис. 1. Поля ЭОФ1 (*а*) и ЭОФ2 (*б*) температуры приземного воздуха суши Северного полушария (в среднем за декабрь — март). Показаны линии изокоррелят между температурой и ЭОФ1 и ЭОФ2. Светло-серой заливкой обозначены области корреляции $r \geq 0{,}7$; темно-серой — $r \leq -0{,}7$.

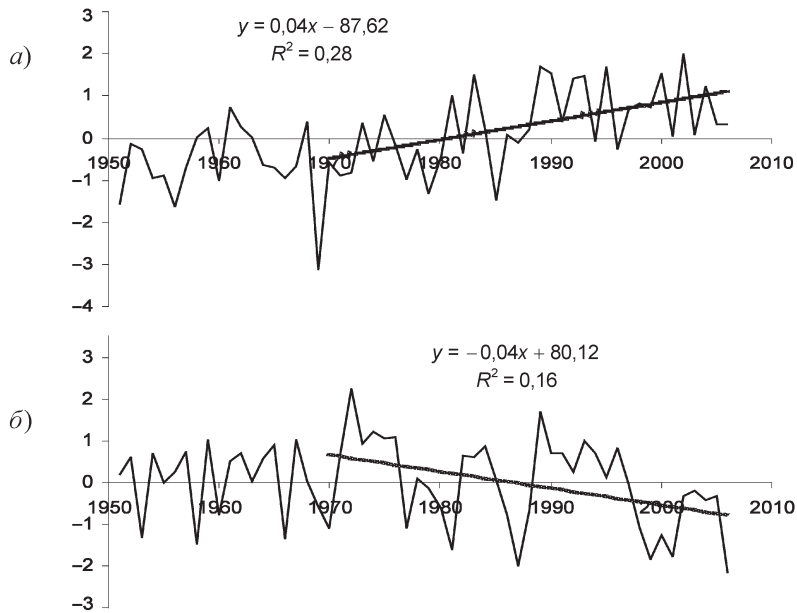


Рис. 2. Межгодовые изменения главных компонентов ГК1 (*а*) и ГК2 (*б*) температуры приземного воздуха суши Северного полушария (в среднем за декабрь — март). Прямыми линиями указаны линейные тренды; вверху — уравнения трендов и доля описываемой дисперсии R^2.

изменчивости температуры Северного полушария с индексами макромасштабной циркуляции. В табл. 1 представлены результаты анализа множественной (пошаговой) регрессионной зависимости исследуемых главных компонентов от циркуляционных индексов. Они показывают, что основной вклад в колебаниях ГК1 связан с индексами NAO (48%) и SCAND (21%). С учетом вкладов индексов PNA (11%) и EAWR (3%) изменчивость ГК1 на 83% объясняется вариациями макромасштабной циркуляции. Доля изменчивости ГК2, которую можно описать колебаниями циркуляции, немногим больше половины (56%), при этом основной вклад принадлежит PNA (27%), POL (13%) и NAO (11%).

Приведенные результаты позволяют установить очаги аномалий, дающие основной вклад в изменчивость температуры суши Северного полушария в 1951—2006 гг. Главным образом, это область, вытянутая вдоль широты на севере Евразии, в пределах которой изменчивость температуры описывается ЭОФ1: ГК1 объясняет 91% колебаний $T_{СП}$ и в основном связан с циркуляционными механизмами NAO, SCAND и PNA. На территории Северной Америки изменчивость температуры описывается ЭОФ2. ГК2 в основном связан с колебаниями PNA, POL и NAO и не вносит статистически значимого вклада в $T_{СП}$.

Рассмотрим более детально связь колебаний температуры в центральной части Северной Евразии с циркуляционными индексами, используя для анализа абсолютные значения температуры, полученные путем площадного осреднения в пределах области корреляции между температурой и ЭОФ1 $r \geq 0{,}7$ (рис. 1*а*). В табл. 2 представлены результаты анализа пошаговой множественной регрессионной зависимости температуры в этой области $T_{ЭОФ1}$ (рис. 3*а*) от крупномасштабной циркуляции (с учетом средних месячных значений циркуляционных индексов с декабря по март) в 1951—2006 гг., а также в разные временные отрезки этого периода. Из данных табл. 2 следует, что в целом за 1951—2006 гг. 70% изменчивости $T_{ЭОФ1}$ описываются циркуляционными индексами NAO, SCAND и PNA. Подавляющий вклад, составляющий две трети изменчивости $T_{ЭОФ1}$, принадлежит NAO (39%) и SCAND (27%) с преобладанием доли NAO, причем основную роль играют колебания этих индексов в феврале.

Сопоставим эти оценки с результатами такого же анализа, выполненного для $T_{СП}$ (табл. 3, рис. 3*б*). Как и следовало ожидать, в колебаниях $T_{СП}$ более отчетливо проявляется роль механизма PNA. Вклад PNA, учитывая доли изменчивости $T_{СП}$, описываемые его индексами за январь и февраль, в сумме достигает 24%, что равноценно вкладу индекса SCAND (точнее, его колебаниям в феврале). Роль NAO (29%) в изменчивости средней по полушарию

Таблица 2

Множественная регрессионная зависимость между температурой воздуха в очаге ЭОФ1 приземной температуры суши Северного полушария (в среднем за декабрь — март) $T_{ЭОФ1}$ и индексами атмосферной циркуляции в 1951—2006 гг.

Индекс	Коэффициент	Погрешность	R (накопленный)	R^2		t	p
				накопленная	индивидуальная		
1951—2006 гг. ($N = 50$)							
NAO_{II}	**0,47**	**0,16**	**0,50**	**25**	**25**	**2,89**	**0,00**
$SCAND_{II}$	**−0,68**	**0,14**	**0,65**	**42**	**17**	**−4,79**	**0,00**
NAO_{I}	**0,79**	**0,15**	**0,75**	**56**	**14**	**5,17**	**0,00**
$SCAND_{I}$	**−0,54**	**0,14**	**0,81**	**66**	**10**	**−3,96**	**0,00**
PNA_{I}	**0,39**	**0,15**	**0,84**	**70**	**4**	**2,60**	**0,01**
1971—1995 гг. ($N = 21$)							
NAO_{I}	**1,05**	**0,17**	**0,71**	**51**	**51**	**6,26**	**0,00**
$SCAND_{II}$	**−0,60**	**0,15**	**0,84**	**71**	**21**	**−4,06**	**0,00**
$SCAND_{I}$	**−0,48**	**0,15**	**0,89**	**80**	**8**	**−3,24**	**0,00**
NAO_{II}	**0,53**	**1,19**	**0,91**	**84**	**4**	**2,75**	**0,01**
1951—1970 гг. ($N = 15$)							
$SCAND_{II}$	**−1,37**	**0,30**	**0,58**	**33**	**33**	**−4,57**	**0,00**
NAO_{II}	**0,85**	**0,26**	**0,73**	**53**	**20**	**3,22**	**0,01**
$SCAND_{XII}$	**−0,77**	**0,22**	**0,82**	**68**	**15**	**−3,58**	**0,00**
$SCAND_{III}$	**−0,50**	**0,25**	**0,87**	**75**	**7**	**−2,04**	**0,05**
1996—2006 гг. ($N = 9$)							
$SCAND_{II}$	**−0,62**	**0,22**	**0,67**	**0,45**	**45**	**−2,86**	**0,02**
$SCAND_{I}$	−0,62	0,28	0,81	0,66	21	−2,21	0,06
1968—1997 гг. ($N = 24$)							
NAO_{I}	**0,99**	**0,18**	**0,65**	**42**	**42**	**5,49**	**0,00**
$SCAND_{II}$	**−0,67**	**0,18**	**0,82**	**67**	**24**	**−3,80**	**0,00**
$SCAND_{I}$	**−0,39**	**0,14**	**0,87**	**76**	**9**	**−2,79**	**0,01**
NAO_{II}	**0,54**	**0,18**	**0,90**	**81**	**5**	**3,06**	**0,01**
PNA_{II}	**0,39**	**0,16**	**0,92**	**84**	**3**	**2,37**	**0,03**

Примечание. Здесь и в табл. 3 R — коэффициент корреляции; R^2 — доля объясненной изменчивости, %; N — число степеней свободы; t — критерий Стьюдента. Выделены статистически значимые значения (при уровне значимости $p \le 0{,}05$).

температуры суши, напротив, становится менее существенной относительно SCAND и PNA, что позволяет говорить о примерно равном значении этих трех циркуляционных механизмов в общей изменчивости $T_{СП}$ в целом за 1951—2006 гг.

Известно, что современное резкое повышение глобальной температуры берет начало с 1970-х годов, со второй половины 1990-х оно значительно замедлилось (МГЭИК, 2007; Оценочный доклад..., 2008). На рис. 3*б* видно, что явный тренд $T_{СП}$ 0,7°С/10 лет, составляющий 34% общей изменчивости, наблюдается в 1971—1995 гг. и практически отсутствует в 1951—1970 и 1996—2006 гг. Рассмотрим оценки регрессионных зависимостей $T_{СП}$ и $T_{ЭОФ1}$ от циркуляционных индексов, полученные для 1971—1995 гг. (табл. 2, 3). Преобладающий вклад в изменчивость $T_{СП}$ — 32% (табл. 3)

Таблица 3

Множественная регрессионная зависимость между средней температурой на суше Северного полушария (в среднем за декабрь — март) $T_{СП}$ и индексами атмосферной циркуляции в разные временные отрезки за 1951—2006 гг.

Индекс	Коэффициент	Погрешность	R (накопленный)	R^2		t	p
				накопленная	индивидуальная		
1951—2006 гг. (N = 50)							
$SCAND_{II}$	**−0,42**	**0,06**	**0,49**	**24**	**24**	**−6,70**	**0,00**
NAO_I	**0,33**	**0,07**	**0,68**	**46**	**22**	**4,75**	**0,00**
PNA_I	**0,26**	**0,08**	**0,79**	**63**	**17**	**3,45**	**0,00**
NAO_{II}	**0,31**	**0,07**	**0,84**	**70**	**7**	**4,40**	**0,00**
PNA_{II}	**0,30**	**0,07**	**0,88**	**77**	**7**	**3,97**	**0,00**
1971—1995 гг. (N = 21)							
NAO_I	**0,48**	**0,10**	**0,57**	**32**	**32**	**4,58**	**0,00**
$SCAND_{II}$	**−0,40**	**0,10**	**0,76**	**57**	**25**	**−3,99**	**0,00**
PNA_I	**0,29**	**0,11**	**0,83**	**69**	**12**	**2,78**	**0,01**
1951—1970 гг. (N = 16)							
PNA_{II}	**0,42**	**0,13**	**0,60**	**36**	**36**	**3,24**	**0,01**
$SCAND_{II}$	**−0,39**	**0,14**	**0,74**	**54**	**18**	**−2,73**	**0,01**
$SCAND_{III}$	**−0,31**	**0,12**	**0,82**	**67**	**13**	**−2,55**	**0,02**
1996—2006 гг. (N = 8)							
$SCAND_{II}$	**−0,25**	**0,09**	**0,66**	**43**	**43**	**−2,82**	**0,02**
$SCAND_I$	**−0,28**	**0,11**	**0,82**	**67**	**24**	**−2,44**	**0,04**
1968—1997 гг. (N = 23)							
$SCAND_{II}$	**−0,41**	**0,08**	**0,54**	**29**	**29**	**−5,44**	**0,00**
NAO_I	**0,40**	**0,08**	**0,77**	**59**	**30**	**5,18**	**0,00**
PNA_I	**0,19**	**0,09**	**0,85**	**73**	**14**	**2,12**	**0,04**
$SCAND_I$	**−0,15**	**0,07**	**0,88**	**77**	**5**	**−2,25**	**0,03**
NAO_{II}	**0,24**	**0,08**	**0,90**	**81**	**3**	**2,90**	**0,01**
PNA_{II}	**0,24**	**0,09**	**0,93**	**86**	**5**	**2,81**	**0,01**

выявляется для январского индекса NAO; 25% принадлежит индексу SCAND в феврале и 12% — PNA в январе. Оценки, выполненные для $T_{ЭОФ1}$ (табл. 2), примерно совпадают с приведенными выше в отношении SCAND: его вклад составляет 29%. Ведущая роль, как и в случае $T_{СП}$, принадлежит NAO, но его вклад в изменчивость в изменчивость $T_{ЭОФ1}$ значительно выше — 51%. Роль PNA в колебаниях $T_{ЭОФ1}$ не выявляется.

Подобные оценки, выполненные для предшествующего двадцатилетия (1951—1970 гг.), показывают, что колебания $T_{СП}$ связаны с индексами PNA в феврале (36%) и SCAND в феврале и марте (суммарно 31%), а вклад NAO в этот период оказывается статистически незначимым. С середины 1990-х годов на протяжении 11 лет в колебаниях $T_{СП}$ проявляется только роль SCAND (табл. 3), индексы которого в феврале и январе объясняют 67% изменчивости температуры ($SCAND_{II}$ — 43%; $SCAND_I$ — 24%). Оценки, выполненные для этого временного отрезка (1996—2006 гг.) в отношении

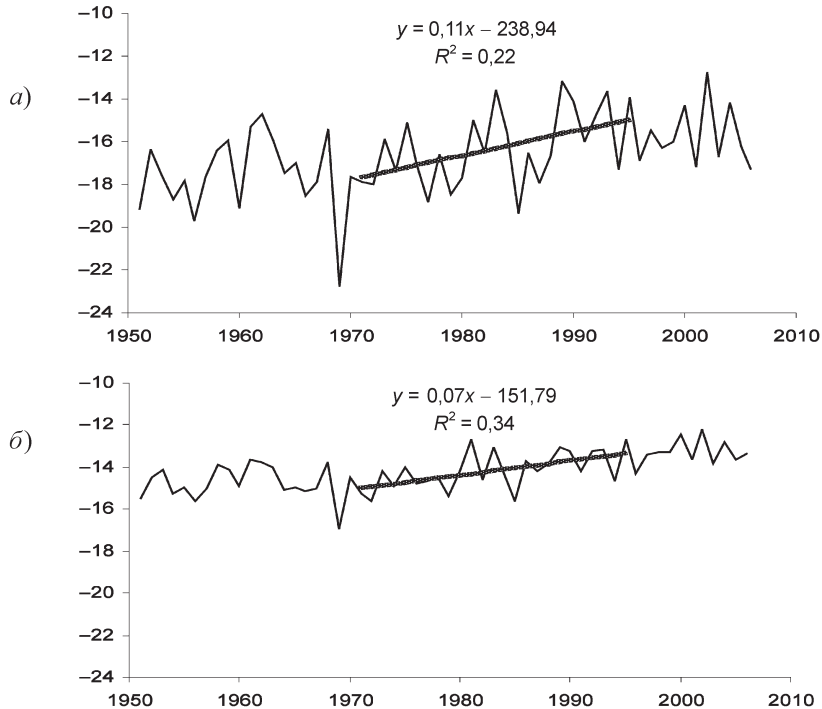


Рис. 3. Многолетний ход температуры приземного воздуха зимой на севере Евразии (*а*), осредненной по площади в пределах очага ЭОФ1, ограниченного изокоррелятой 0,7 (рис. 1*а*) $T_{ЭОФ1}$, и в среднем на суше внетропической зоны Северного полушария $T_{СП}$ (*б*). Прямые линии обозначают линейные тренды, пунктиром показан ход температуры, рассчитанной по регрессионным соотношениям, приведенным для рисунков *а* и *б* соответственно в табл. 2 и 3.

$T_{ЭОФ1}$, практически совпадают с приведенными выше для $T_{СП}$ — $SCAND_{II}$ описывает 45% изменчивости, $SCAND_{I}$ — 21%. В 1951—1970 гг. основной вклад в колебания $T_{ЭОФ1}$ (55%) также вносит SCAND, причем основная его доля связана с значениями индекса в феврале (33%) и декабре (15%), но в отличие от изменчивости $T_{СП}$ в этом случае роль NAO очень заметна (20%), а связь с PNA не выявляется.

Оценки связи колебаний температуры с индексами макромасштабной циркуляции, полученные за период 1951—2006 гг. в целом и за отдельные подпериоды (1951—1970, 1971—1995 и 1996—2006 гг.), приводят к заключению, что для $T_{СП}$ основными циркуляционными механизмами являются NAO, PNA и SCAND (табл. 3). В целом за период 1951—2006 гг. их вариациями объясняются

примерно равные доли изменчивости $T_{СП}$, суммарно составляющие почти 80%. В 1971—1995 гг., в период непрерывного повышения $T_{СП}$, основная роль в ее изменчивости связана с NAO. Вклад PNA в этот период был примерно вдвое ниже по сравнению с периодом 1951—2006 гг. в целом и втрое ниже по сравнению с предшествующим двадцатилетием 1951—1970 гг., когда вклад этого циркуляционного механизма в изменчивость $T_{СП}$ вместе с долей SCAND достигал почти 70%, а вклад NAO вообще не проявлялся. Для $T_{ЭОФ1}$ (табл. 2), отражающей колебания температуры на большей части Северной Евразии, роль PNA проявляется только за 1951—2006 гг. в целом, но она несущественна, а основными циркуляционными механизмами являются NAO и SCAND с преобладанием вклада NAO в 1971—1995 гг. (55%), а также в 1951—2006 гг. (39%) в целом. В 1951—1970 гг. роль NAO сводилась к 20%, что составляет чуть более трети доли изменчивости $T_{ЭОФ1}$, описываемой SCAND (55%). Таким образом, общим для $T_{СП}$ и $T_{ЭОФ1}$ является то, что вклад циркуляционных индексов в их изменчивость меняется на протяжении 1951—2006 гг., и в основном это связано с возрастанием роли NAO в 1971—1995 гг. в период тренда $T_{СП}$ и $T_{ЭОФ1}$. Общим для $T_{СП}$ и $T_{ЭОФ1}$ также является роль SCAND в 1996—2006 гг., когда в изменчивости колебаний температуры не выявляется вклада никаких других индексов, кроме SCAND, точнее его вариаций в феврале и январе ($SCAND_{II}$ и $SCAND_{I}$). Немаловажным представляется и то, что роль рассмотренных циркуляционных механизмов неодинакова во внутрисезонном ходе — как для $T_{СП}$, так и для $T_{ЭОФ1}$ основную роль играют, как правило, вариации NAO в январе, SCAND в феврале, PNA в январе и феврале.

Рассмотренные оценки связи $T_{СП}$ и $T_{ЭОФ1}$ с индексами макромасштабной циркуляции позволяют судить о доле их общей дисперсии, которая в зависимости от конкретных периодов составляет около 70—80% и включает колебания разного временного масштаба. Особый интерес вызывает вопрос, какой вклад выявленные циркуляционные механизмы вносят в низкочастотную составляющую колебаний, т. е. тренды. С этой точки зрения интересно рассмотреть тридцатилетие 1968—1997 гг., которое выделяется по скорости изменения температуры — для $T_{ЭОФ1}$ (рис. 4*а*) она достигает 1,1°С/10 лет (доля тренда составляет 22%). Для $T_{СП}$ (рис. 5*а*) в целом тренд почти вдвое меньше — 0,6°С/10 лет, но его доля в общей изменчивости (30%) достигает почти трети. Этот период рассматривался в работе (Thompson et al., 2000), результаты которой приведены в докладе МГЭИК (МГЭИК, 2007). Согласно оценкам, приведенным в табл. 2, более 80% изменчивости $T_{ЭОФ1}$ в тот период может быть объяснено циркуляционными индексами, в основном

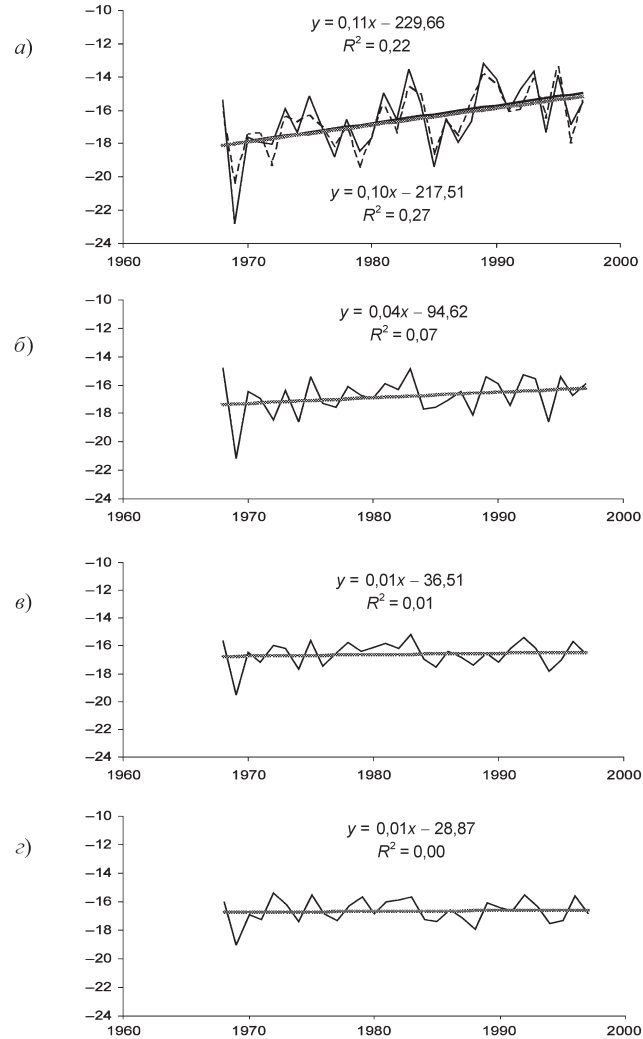


Рис. 4. Многолетний ход $T_{ЭОФ1}$ по данным наблюдений (сплошная черная линия) и рассчитанный (штриховая линия) по регрессионным зависимостям для 1968—1997 гг. (табл. 2, 3) (*а*); $T_{ЭОФ1}$ по данным наблюдений после удаления изменчивости, связанной с индексами NAO_I и NAO_{II} (*б*); $T_{ЭОФ1}$ после удаления изменений, связанных с индексами NAO_I, NAO_{II} и $SCAND_I$, $SCAND_{II}$ (*в*); $T_{ЭОФ1}$ после удаления изменений, связанных с индексами NAO_I, NAO_{II}, $SCAND_I$, $SCAND_{II}$, PNA_I и PNA_{II} (*г*). Показаны линейные тренды и их параметры: тренды $T_{ЭОФ1}$ (*а*), полученные по данным наблюдений (черная линия, параметры тренда — вверху) и рассчитанные (серая линия, параметры тренда — внизу); линейные тренды $T_{ЭОФ1}$ (*б*, *в*, *г*) после удаления изменений, связанных с циркуляционными индексами (серая линия), и их параметры (вверху).

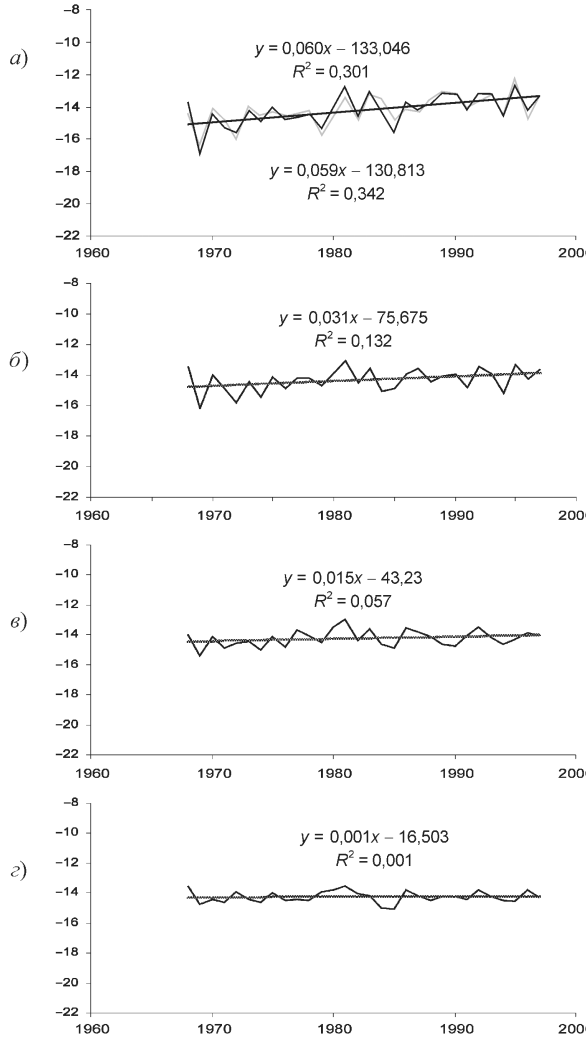


Рис. 5. Многолетний ход $T_{СП}$ по данным наблюдений (сплошная черная линия) и рассчитанный (серая линия) по регрессионным зависимостям для 1968—1997 гг. (табл. 2, 3) (*а*); $T_{СП}$ по данным наблюдений после удаления изменчивости, связанной с индексами NAO_I и NAO_{II} (*б*); $T_{СП}$ после удаления изменений, связанных с индексами NAO_I, NAO_{II} и $SCAND_I$, $SCAND_{II}$ (*в*); $T_{СП}$ после удаления изменений, связанных с индексами NAO_I, NAO_{II}, $SCAND_I$, $SCAND_{II}$, PNA_I и PNA_{II} (*г*). Показаны линейные тренды и их параметры: тренды $T_{СП}$ (*а*), полученные по данным наблюдений (черная линия, параметры тренда — вверху) и рассчитанные (серая линия, параметры тренда — внизу); линейные тренды и $T_{СП}$ (*б*, *в*, *г*) после удаления изменений, связанных с циркуляционными индексами (серая линия), и их параметры (вверху).

NAO (с явным превосходством) — 47% и SCAND — 33%. Сопоставление колебаний $T_{ЭОФ1}$ в 1968—1997 гг. по данным наблюдений с рассчитанными по результатам регрессии, приведенной в табл. 2, показывает, что последняя очень близко воспроизводит флуктуации разного масштаба и линейный тренд (рис. 4*а*). Остаток, полученный после вычитания из временного ряда $T_{ЭОФ1}$ колебаний, связанных только с индексами NAO_I и NAO_{II} (т. е. рассчитанных на основе связи с этими двумя индексами), показывает, что с ними связаны квазидесятилетние колебания и основная часть тренда, около 0,7°С/10 лет (рис. 4*б*). На долю SCAND приходится значительная доля высокочастотной изменчивости и около трети от величины наблюденного тренда $T_{ЭОФ1}$, т. е. 0,3°С/10 лет (рис. 4*в*). Удаление изменчивости, связанной с колебаниями PNA (а это всего 3%), на тренд практически не влияет (рис. 4*г*). Таким образом, тренд $T_{ЭОФ1}$ в 1968—1997 гг. почти на 90% описывается циркуляционными индексами: около двух третей скорости изменений $T_{ЭОФ1}$ связаны с NAO, чуть менее одной трети — с индексом SCAND.

Такой же анализ, проведенный для $T_{СП}$ (табл. 3, рис. 5), показывает, что тренд $T_{СП}$ в 1968—1997 гг. практически полностью описывается циркуляционными индексами, но в отличие от $T_{ЭОФ1}$ роль PNA в этом случае существенна — около 23% (так же как и в общей изменчивости $T_{ЭОФ1}$), а вклад NAO заметно снижен — до 48%. Доля SCAND в тренде $T_{СП}$ 1968—1997 гг., как и в случае $T_{ЭОФ1}$, составляет чуть меньше трети (27%).

Этот результат как для $T_{СП}$, так и для $T_{ЭОФ1}$ существенно отличается от приведенных в (МГЭИК, 2007) оценок, выполненных в (Hurrell, 1996), а позднее в (Thompson et al., 2000), согласно которым циркуляционными индексами, в частности NAO, южным колебанием и др. (Hurrell, 1996), либо арктическим колебанием (Thompson et al., 2000), можно объяснить лишь около половины современного потепления в Северной Евразии. Это расхождение отчасти может быть связано с различиями в границах территории, исследуемой в цитируемых статьях, а в случае (Hurrell, 1996) — и в анализируемом периоде, но в основном, очевидно, в выборе циркуляционных индексов и недооценке роли некоторых механизмов макромасштабной циркуляции, в частности SCAND. Отметим, что основной вклад в изменчивость $T_{ЭОФ1}$ и $T_{СП}$ вносят колебания индекса NAO в январе (NAO_I) и SCAND в феврале ($SCAND_{II}$), причем для индекса NAO_I в 1968—1997 гг. выявляется положительный тренд, а для $SCAND_{II}$ — такой же нисходящий тренд (−0,4°С/10 лет), несколько уступающий по доле в общей изменчивости (он составляет 12% для NAO_I, 10% — для $SCAND_{II}$). По-видимому, это обстоятельство заставляет принимать во внима-

ние участие SCAND не только в высокой межгодовой изменчивости, но и в долгопериодных колебаниях температуры приземного воздуха во внетропической зоне Северного полушария.

Дискуссия

На основе выделения первой и второй эмпирических ортогональных функций выполнен анализ региональной структуры колебаний температуры приземного воздуха на суше внетропической зоны Северного полушария за 1951—2006 гг. в зимний период (в среднем с декабря по март). Полученные результаты позволяют прийти к выводу о том, что основные особенности региональной структуры температуры приземного воздуха внетропической зоны Северного полушария (в среднем за декабрь — март) описываются ЭОФ1 и связаны с основным ее очагом, занимающим большую часть Северной Евразии. Колебания температуры здесь на 70—80% определяются вариациями NAO и SCAND, причем роль этих циркуляционных механизмов меняется во времени.

В целом за исследуемый период NAO превосходит SCAND по доле в изменчивости температуры, с NAO связано наиболее быстрое повышение температуры в 1968—1997 гг., а также тренд за 1971—2006 гг. В 1950—1960-е годы основную роль в изменениях температуры играл циркуляционный механизм SCAND, при этом его вклад (55%) был таким же, как вклад NAO в 1971—1995 гг. В 1996—2006 гг. в колебаниях температуры не выявляется никаких циркуляционных механизмов, кроме SCAND, вариациями которого объясняется почти 70% ее дисперсии. Изменение во времени роли NAO и SCAND в изменчивости температуры, очевидно, говорит о нелинейном характере этой зависимости. Существенно, что основную роль играют колебания индексов NAO в январе и SCAND – в феврале, а в 1951—1971 гг. — также колебания SCAND в декабре.

Вклад индексов NAO и SCAND в аномалии температуры на севере Евразии может быть проиллюстрирован рис. 6 из (Попова, Шмакин, 2010), где представлено пространственное распределение разности между средними аномалиями температуры (декабрь — март), рассчитанными за годы, отмеченные совпадением аномальных значений (превышающих по абсолютному значению стандартное отклонение) обоих индексов — положительных для NAO и отрицательных для SCAND (поскольку с ними связаны аномалии температуры одного знака) и, наоборот, отрицательных для NAO и положительных для SCAND. Поле рассчитанных разностей, таким образом, показывает величину амплитуды температуры, которая может быть обусловлена указанными циркуляционными индексами, и ее пространственное распределение. Последнее, как видно

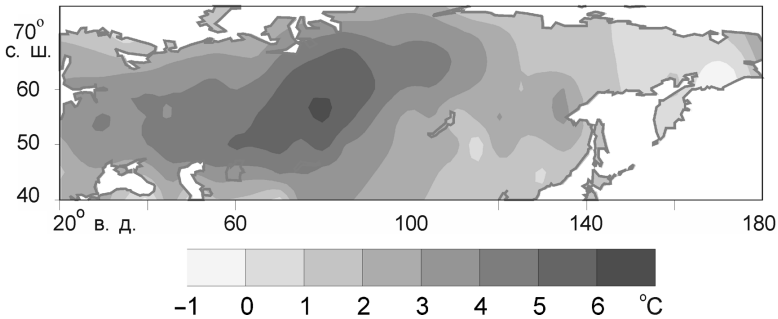


Рис. 6. Разности между средними аномалиями температуры на севере Евразии за декабрь — март, рассчитанными за годы значений индексов: аномальных положительных (отрицательных) и отрицательных (положительных) значений NAO (SCAND).

на рис. 1*а* и 6, довольно близко повторяет поле ЭОФ1 на севере Евразии, что, очевидно, подтверждает определяющий вклад индексов NAO и SCAND в региональную структуру температуры, описываемую ЭОФ1.

Поле ЭОФ1 и приведенное на рис. 6 поле разности температуры, так же как и связь $T_{ЭОФ1}$ с индексами NAO и SCAND (табл. 3), по-видимому, выявляют сложную зависимость между температурой и циркуляционными индексами, которая не может быть описана простой линейной корреляцией. Известно, что очаг наиболее тесной линейной корреляции с индексом NAO зимой ограничивается в основном территорией Европы (Оценочный доклад..., 2008). При этом наиболее значительные аномалии температуры, связанные с положительной фазой индекса NAO в начале 1990-х годов, наблюдались в Сибири (Hurrell, 1995; Thompson, Wallace, 2000). Анализ полей коэффициентов корреляции между индексом NAO и температурой, с одной стороны, и распределения ее аномалий при разных значениях этого индекса — с другой, приводит к выводу о нелинейной зависимости температуры от колебаний индекса NAO (Попова, Шмакин, 2003; Pozo-Vazquez et al., 2001). Очевидно, в зависимости от значения индекса NAO его влияние в Сибири может быть более ощутимым, чем на территории Европы. Объяснение этого явления — в особенностях поля давления и механизме дальних связей североатлантического колебания, которыми определяются пути циклонов, приходящих на территорию Евразии (Serreze et al., 1997; Clark et al., 1999). Положительные аномалии этого индекса отражают увеличение градиента давления над Северной Атлантикой и усиление западного переноса над Северной Евразией. При этом существенно активизируется циклогенез севернее 60° с. ш. (Serreze

et al., 1997), вследствие чего повторяемость циклонов на севере Евразии увеличивается почти на треть (Clark et al., 1999). Кроме того, по результатам Кларка с соавторами (Clark et al., 1999), в годы, когда значение индекса превышает стандартное отклонение, пути циклонов четко упорядочены — они проходят в основном по северо-западу Европы и вдоль побережья Арктики, препятствуя арктическому воздуху проникать в низкие широты. Такова схема формирования необычно теплых зим в Северной Евразии в 1989—1995 гг., в годы с экстремально большими значениями индекса NAO. Очевидно, с перестройкой барического поля происходят существенные качественные изменения, усиливающие влияние Атлантики на восток. Такие качественные изменения связываются некоторыми исследователями (Christiansen, 2003) с существованием двух режимов циркумполярного вихря (слабого и сильного, смена которых приходится на начало 1970-х годов) и расцениваются как свидетельство нелинейности изменений климата.

Колебания температуры на суше внетропической зоны Северного полушария в целом также определяются аномалиями, описываемыми ЭОФ1 и ГК1 (коэффициент корреляции между $T_{СП}$ и ГК1 равен 0,95). Очевидно, что север Евразии, где располагается основной очаг ЭОФ1, вносит основной вклад в изменчивость $T_{СП}$ в целом и особенности ее частотно-временной структуры, в частности в тренд 1968—1997 гг., который примерно наполовину описывается изменениями NAO. ЭОФ2, с которой связан очаг на востоке Северной Америки, описывает всего 13% колебаний температуры на суше внетропической зоны Северного полушария, которые "контролируются" PNA, судя по связи ГК2 с индексом этого циркуляционного механизма. Хотя линейная корреляция между $T_{СП}$ и ГК2 практически отсутствует, последний все же вносит определенный вклад в изменчивость $T_{СП}$ в целом. Это проявляется в заметном участии механизма PNA в колебаниях $T_{СП}$, особенно в 1951—1970 гг., когда вклад PNA превалировал в изменчивости $T_{СП}$. Заметную роль играл этот циркуляционный механизм в период быстрого повышения $T_{СП}$ в 1968—1997 гг., его вариации объясняют более 20% тренда $T_{СП}$, снижая таким образом вклад NAO по сравнению с его вкладом в тренд $T_{ЭОФ1}$ в этот период с 67 до 50%.

Заключение

В целом полученные результаты приводят к выводу, что региональная структура колебаний температуры внетропической зоны Северного полушария, в основном описываемая ЭОФ1, имеет закономерный характер, обусловленный крупномасштабной циркуляцией, которая определяет колебания температуры на севере Евразии, включая современное потепление.

Несмотря на то, что по доле в изменчивости поля давления Северного полушария циркуляционный механизм SCAND занимает лишь шестое место, в изменчивости температуры на севере Евразии (Попова, Шмакин, 2010) и на суше внетропической зоны Северного полушария в целом этот циркуляционный механизм наряду с NAO и PNA играет одну из ведущих ролей. Вероятно, его значение и роль в системе тепло- и влагообмена суша — океан — атмосфера можно сравнить с механизмом PNA. Результаты данной работы заставляют принимать во внимание участие SCAND не только в большой межгодовой изменчивости, но и в долгопериодных колебаниях температуры приземного воздуха во внетропической зоне Северного полушария. Изменениями индекса SCAND можно объяснить около одной трети скорости повышения $T_{СП}$ в 1968—1997 гг. Существенно, что со второй половины 1990-х годов как для Северной Евразии, так и для суши Северного полушария в целом колебания температуры почти на 70% связаны с индексом SCAND.

Для понимания условий формирования климатических аномалий зимой важно, что вклад перечисленных циркуляционных индексов в изменчивость температуры меняется во времени. По существу это свидетельствует о нелинейном характере связи между этими параметрами; предполагаемые причины этого явления обсуждались выше. Дальнейшее изучение связи глубины циклонов и их траекторий с циркуляционными индексами, в частности с индексом NAO, может пролить свет на эту проблему. Заслуживает внимание и то, что основной вклад в изменчивость температуры $T_{СП}$ зимой, как правило, связан с индексами NAO и PNA в январе, а SCAND — в феврале.

За весь рассматриваемый период 1950—2006 гг. изменчивость $T_{СП}$ почти на 80% объясняется вариациями NAO, SCAND и PNA, приблизительно в равных долях (29, 24 и 24% соответственно). Роль североатлантического колебания существенно увеличивается с конца 1960-х — начала 1970-х годов. С этим механизмом на 50% связано беспрецедентное повышение средней температуры на суше Северного полушария и почти на 70% на севере Евразии в 1968—1997 гг. Важно отметить, что тренд $T_{СП}$ в этот период полностью описывается вариациями индексов NAO, SCAND и PNA. Таким образом, полагая, что причиной современного потепления является парниковый эффект, вызванный антропогенным изменением состава атмосферы, следует признать, что его действие (по крайней мере, на изучаемой территории) проявляется опосредованно, через макромасштабную циркуляцию. Доля непосредственного влияния на теплобалансовые составляющие, по-видимому, несущественна, во всяком случае, в зимний период.

Благодарность

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (гранты 11-05-00573 и 11-05-00676), а также Программой фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 11, направление 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

МГЭИК, 2007. Изменение климата. 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Под ред. Р. К. Пачаури, А. Райзингер и др. Женева: МГЭИК. 104 С.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том 1. Изменения климата. 2008. М.: Росгидромет. 228 С.

Попова В. В., Шмакин А. Б. 2003. Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений. Метеорология и гидрология. № 5. С. 62—74.

Попова В. В., Шмакин А. Б. 2010. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX — начале XXI веков. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46, № 2. С. 15—29.

Семенов В. А. 2007. Структура температурной изменчивости в высоких широтах Северного полушария. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43, № 6. С. 744—753.

Athanasiadis P. J. and Ambaum M. H. P. 2009. Linear contributions of different time scales to teleconnectivity. J. Climate. Vol. 22. PP. 3720—3728.

Barnston A. G. and Livezey R. E. 1987. Classification, seasonality, and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. Mon. Wea. Rev. Vol. 115. PP. 1083—1126.

Benedict J. J., Lee S., and Feldstein S. B. 2004. Synoptic view of the North Atlantic Oscillation. J. Atmos. Sci. Vol. 61. PP. 121—144.

Clark M. P., Serreze M. C., and Robinson D. A. 1999. Atmospheric controls on Eurasian snow extent. Int. J. Climatology. Vol. 19. PP. 27—40.

Cohen J. and Barlow M. 2005. The NAO, the AO, and global warming: How closely related? J. Climate. Vol. 18. PP. 4498—4513.

Christiansen B. 2003. Evidence for nonlinear climate change: Two stratospheric regimes and a regime shift. J. Climate. Vol. 16. PP. 3681—3690.

Feldstein S. B. 2000. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. J. Climate. Vol. 13. PP. 4430—4440.

Gerber E. P. and Vallis G. K. 2009. On the zonal structure of the North Atlantic Oscillation and annular modes. J. Atmos. Sci. Vol. 66. PP. 332—352.

Hurrell J. W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. Science. Vol. 269. PP. 676—679.

Hurrell J. W. 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnection on Northern Hemisphere temperature. Geophys. Res. Lett. Vol. 23. PP. 665—668.

King M. P., Kucharski F., and Molteni F. 2010. The roles of external forcings and internal variabilities in the Northern Hemisphere atmospheric circulation change from the 1960s to the 1990s. J. Climate. Vol. 23. PP. 6200—6220. doi: 10.1175/2010JCLI3239.1.

Pozo-Vazquez D., Esteban-Parra M. J., Rodrigo F. S., and Castro-Diez Y. 2001. A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. Climate Dynamics. Vol. 17. PP. 701—715.

Rennert K. J. and Wallace J. M. 2009. Cross-frequency coupling, skewness, and blocking in the Northern Hemisphere winter circulation. J. Climate. Vol. 22. PP. 5650—5666. doi: 10.1175/2009JCLI2669.1.

Serreze M. C., Carse F., and Barry R. G. 1997. Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. J. Climate. Vol. 10. PP. 453—464.

Thompson D. W. J. and Wallace J. M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J. Climate. Vol. 13. PP. 1000—1016.

Thompson D. W. J., Wallace J. M., and Hegerl G. C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. J. Climate. Vol. 13. PP. 1018—1036.

Zveryaev I. I. and Gulev S. K. 2009. Seasonality in secular changes and interannual variability of European air temperature during the twentieth century. J. Geophys. Res. Vol. 114, No. D02110. doi: 10.1029/2008JD010624.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ УВЛАЖНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И СОСЕДНИХ СТРАН В КОНЦЕ XX ВЕКА — НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

С. Н. Титкина[1)], *Д. А. Гершинкова, С. М. Семенов*

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. [1)]svetlana-titkina@rambler.ru

Реферат. Рассмотрены изменения увлажнения на территории стран СНГ и Балтии в 1976—2005 гг. по сравнению с 1946—1975 гг. Увлажнение оценивалось с помощью двух показателей — индекса сухости Будыко и гидротермического коэффициента Селянинова. Эти показатели рассчитывались на основе гидрометеорологических данных суточного разрешения со станций, выполняющих обобщения СИНОП. Сравнение с использованием обоих индексов показало, что в основных зернопроизводящих районах России условия увлажнения улучшились.

Ключевые слова. Индекс сухости, гидротермический коэффициент, климатические изменения, условия увлажнения.

CLIMATIC CHANGES IN MOISTENING OVER THE TERRITORY OF RUSSIA AND NEIGHBORING COUNTRIES AT THE END OF THE 20th CENTURY AND BEGINNING OF THE 21st CENTURY

S. N. Titkina[1)], *D. A. Gershinkova, and S. M. Semenov*

Institute of Global Climate and Ecology, Roshydromet and RAS, 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia. [1)]svetlana-titkina@rambler.ru

Abstract. Changes in moistening are considered over the territory of CIS and Baltic countries in 1976—2005 in comparison with 1946—1975. Moistening was assessed with the use of two indices: Budyko drought index and Selyaninov hydrothermal coefficient. The indices were computed on the basis of daily hydrometeorological data from stations delivering SYNOP summaries. A comparative analysis using both indices showed that moistening conditions have become more favorable in the major cropping regions of Russia.

Key words. Drought index, hydrothermal coefficient, climatic changes, moistening conditions.

Введение

Потепление климата, наблюдающееся на большей части Земли в конце XX в. — начале XXI в., стало причиной обеспокоенности об-

щественности и правительств в связи с некоторыми явно отрицательными последствиями для хозяйственных систем и здоровья населения (Climate Change 2001, 2001; Climate Change 2007, 2007). Это касается как изменения средних показателей климата, так и параметров экстремальности климата.

Однако наблюдающееся изменение климата — явление многомерное. Оно не сводится лишь к изменениям температуры в приповерхностном слое, но затрагивает также другие параметры климатической системы Земли. Некоторые из них имеют большое хозяйственное значение, в частности для сельского хозяйства. Базовые современные отечественные публикации в этой области принадлежат О. Д. Сиротенко с соавторами, Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной метеорологии (ВНИИСХМ) Росгидромета (см., например, обобщающую работу (Сиротенко и др., 2008)).

Для растениеводства очень важны условия увлажнения почвы. Под этим понимается часть суммы осадков, которая оказывается доступной растениям и может быть ими использована в процессе образования биологической продукции (формирования прироста биомассы, урожая).

Цель данного исследования — оценка увлажнения почв на территории стран СНГ и Балтии с использованием климатических индексов и выявление изменений увлажнения в конце XX в. — начале XXI в.

Данные и методы

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД Росгидромета) на своем общедоступном сайте http://www.meteo.ru поместил гидрометеорологические данные суточного разрешения со станций, расположенных на территории стран СНГ и Балтии. В 2011 г. их было 223 (рис. 1).

Эти ряды данных охватывают временной интервал от начала наблюдений (для некоторых станций с XIX в.) до 2005 г. (для некоторых станций ряды заканчиваются раньше). Эти станции формируют суточные обобщения данных гидрометеорологических наблюдений и передают их в глобальную систему телесвязи (ГСТ) в виде телеграмм СИНОП (код FM_12-VII_SYNOP).

В этом архиве данных, подготовленном под руководством В. Н. Разуваева и расположенном на сайте http://www.meteo.ru, для каждой станции за каждые сутки представлены минимальное, среднее и максимальное значения температуры, а также сумма осадков. Данные наблюдений снабжены специальными показателями качества, так называемыми “флагами” качества.

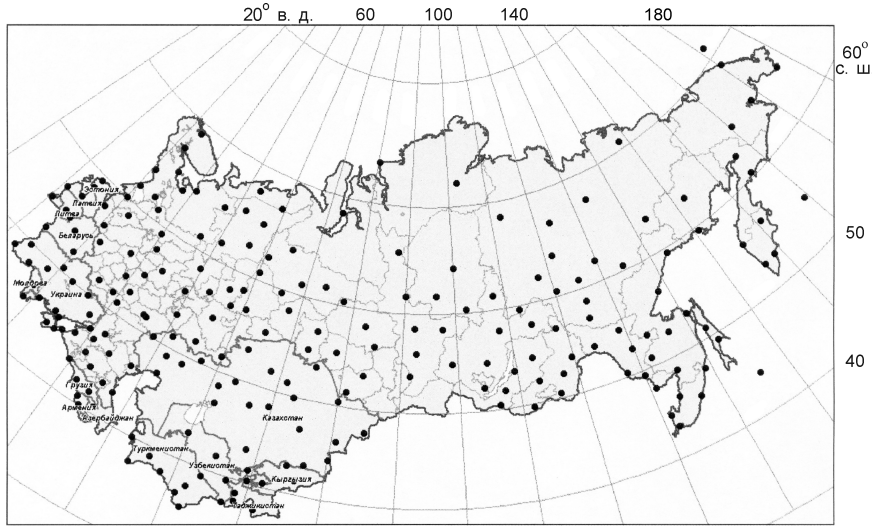


Рис. 1. Расположение на территории стран СНГ и Балтии 223 станций международного обмена, передающих телеграммы СИНОП (2011 г., http://www.meteo.ru).

В работе (Семенов и др., 2006) предложен комплекс методов для обработки суточных гидрометеорологических данных. Этот комплекс методов позволяет для заданного временного интервала (обычно около 30 лет, как это принято в климатологии) оценивать климатическое значение показателей температуры и осадков.

Суть этой методологии состоит в вычислении по массиву исходных данных наблюдений гидрометеорологических величин $\{x_{ij}\}$, где $i = 1, 2, \ldots, I$ — номер года, $j = 1, 2, \ldots, J$ — номер суток в календарном году ($J = 366$), их годовых значений $a_1, a_2, \ldots, a_I$, а также центрированного годового хода — суточных отклонений от годовых значений $b_1, b_2, \ldots, b_J$. Оценки годовых значений $\hat{a}_1, \hat{a}_2, \ldots, \hat{a}_I$ непосредственно используются в дальнейших вычислениях. Оценки годового хода $\hat{b}_1, \hat{b}_2, \ldots, \hat{b}_J$ подвергаются фильтрации для уменьшения статистического шума; $b_{1*}, b_{2*}, \ldots, b_{J*}$ — результат фильтрации.

Исходя из полученных оценок можно в дальнейшем получать производные оценки разных климатических индексов, в частности следующих.

I. Среднее значение переменной за рассматриваемый период времени:

$$\bar{a} = (\hat{a}_1 + \hat{a}_2 + \ldots + \hat{a}_I)/I.$$

II. Годовой ход переменной ($y_1, y_2, \ldots, y_J$):

$$y_j = \bar{a} + b_{j*}, \quad j = 1, 2, \ldots, J.$$

Заметим, что при вычислении этого показателя вместо исходных результатов оценок $\hat{b}_1, \hat{b}_2, \ldots, \hat{b}_J$ используются значения $b_{1*}, b_{2*}, \ldots, b_{J*}$, получаемые в результате фильтрации шума.

III. Среднее значение или же сумма суточных значений изучаемой переменной для определенной части Ξ календарного года:

$$\bar{a}_\Xi = \left(\sum_{j \in \Xi} y_j \right) \Big/ |\Xi| \quad \text{и} \quad \tilde{a}_\Xi = \sum_{j \in \Xi} y_j$$

соответственно.

Эта часть года Ξ может состоять из нескольких отрезков времени; $|\Xi|$ — число суток в этой части года.

IV. Сумма активных значений (в другой терминологии — сумма доступных значений) — сумма за календарный год суточных значений изучаемой переменной, превышающих заданное пороговое значение y_{th}:

$$SA(y_{\text{th}}) = \left(\sum_{\substack{j=1; \\ y_j \geq y_{\text{th}}}}^{J} y_j \right).$$

Информация о значениях всех этих переменных имеется, конечно, только для пунктов расположения метеорологических станций. Поэтому наряду с методами анализа массивов метеорологических данных “в точке” необходимо иметь методы распространения результатов оценок параметров климата и прикладных климатических индексов на регулярную пространственную сетку, например, $1 \times 1^\circ$. Алгоритм изложен в (Семенов и др., 2006).

Соответствующие программные средства для оценок климатических индексов и для интерполяции на регулярную пространственную сетку созданы и поддерживаются в Институте глобального климата и экологии Росгидромета и РАН.

Результаты и обсуждение

Для двух периодов времени, а именно для 1946—1975 гг. и 1976—2005 гг., для мест расположения каждой метеостанции, передающей телеграммы СИНОП, были оценены климатические значения суммы осадков за год $r_{\text{I–XII}}$, суммы осадков за лето (июнь — август) $r_{\text{VI–VIII}}$, годовой ход среднесуточной температуры и суммы среднесуточных значений температуры за лето (июнь — август) $T_{\text{VI–VIII}}$ и активной температуры (с пороговым значением 10°C) за год $\Sigma T_{>10\,^\circ\text{C}}$. Полученные значения были интерполированы на пространственную сетку $1 \times 1^\circ$, после чего для каждого элемента сетки были вычислены значения индекса сухости Будыко (ИС):

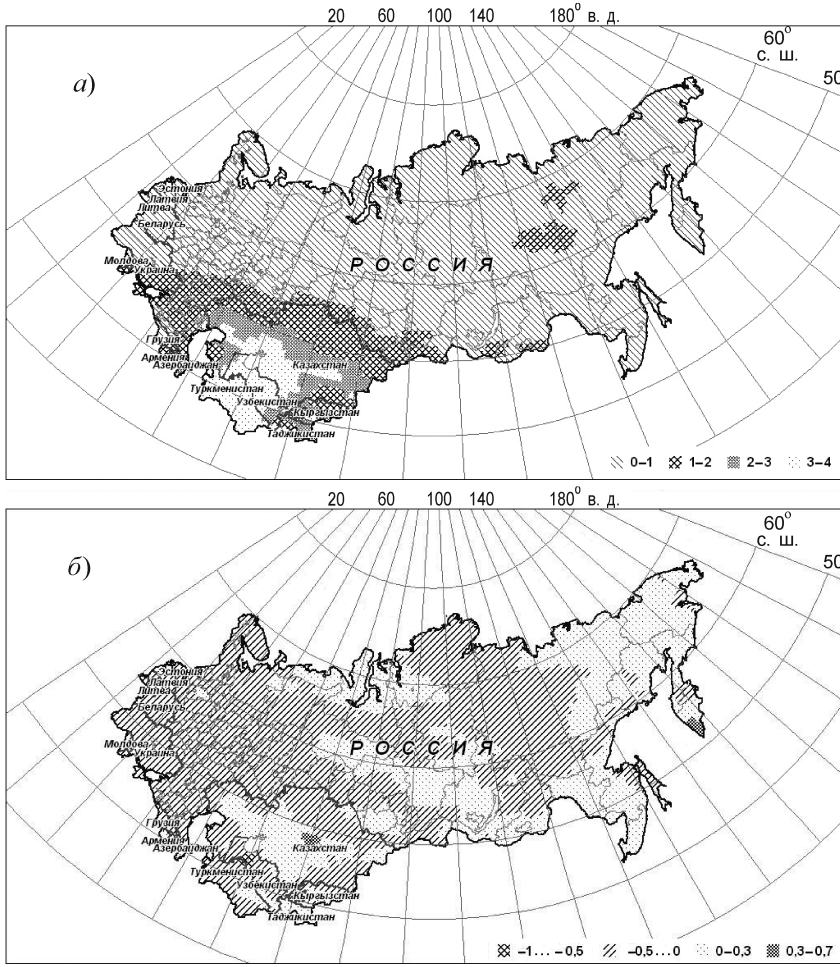


Рис. 2. Значения индекса сухости Будыко в 1946–1975 гг. (*а*) и его изменения в 1976—2005 гг. по сравнению с 1946—1975 гг. (*б*).

$$\text{ИС} = \frac{0{,}18\Sigma T_{>10\,^\circ\text{C}}}{r_{\text{I–XII}}}$$

и гидротермического коэффициента Селянинова (ГТК):

$$\text{ГТК} = \frac{r_{\text{VI–VIII}}}{0{,}1\Sigma T_{\text{VI–VIII}}}.$$

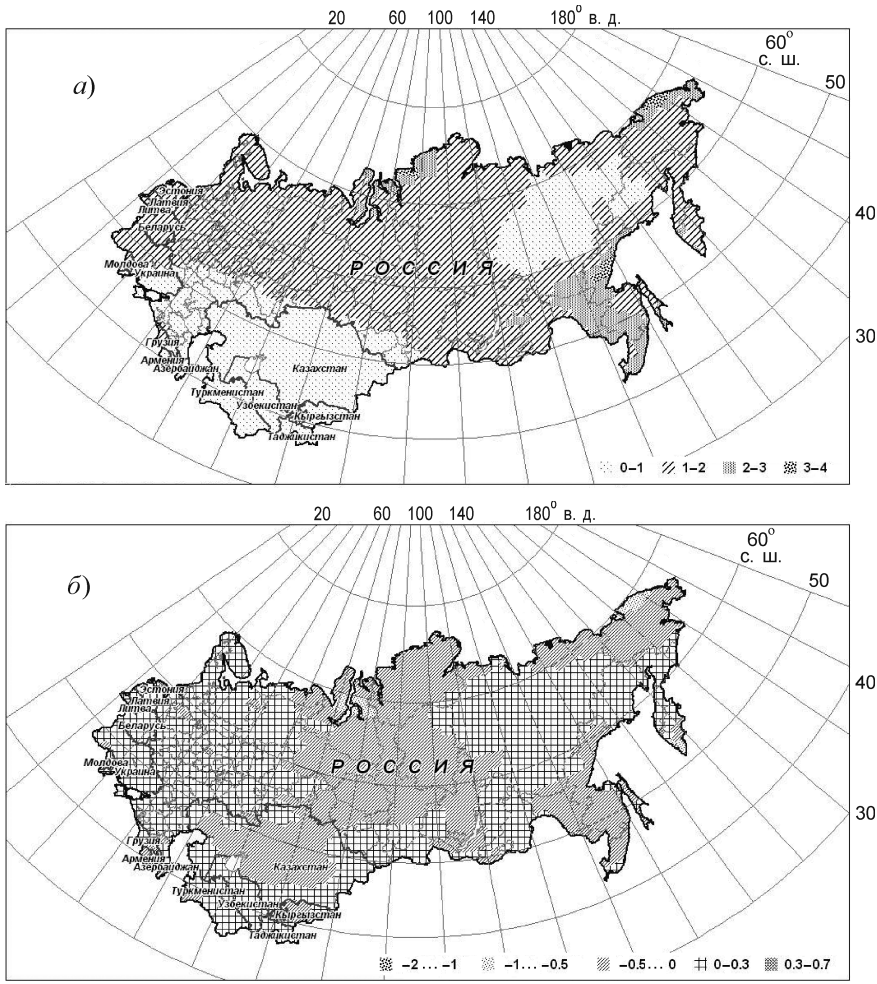


Рис. 3. Значения гидротермического коэффициента Селянинова в 1946—1975 гг. (*а*) и его изменения в 1976—2005 гг. по сравнению с 1946—1975 гг. (*б*).

Результаты оценок представлены на рис. 2 и 3 соответственно.

Как видно на рис. 2*а*, для большей части территории России характерны небольшие значения индекса сухости — меньше 1. Однако для южных районов страны в секторе примерно от 35 до 120° в. д. (а также для некоторых районов Республики Саха (Якутия) характерны большие значения ИС — от 1 до 2. Подобные значения типичны и для Северного Казахстана; к югу, в Центральной Азии, значения ИС увеличиваются до 3—4.

Продукция зерновых культур в процентах от суммарной по России, 1995 г. (Алькамо и др., 2004)

Административная единица	Продукция, %	Административная единица	Продукция, %
Алтайский край	5,3	Орловская область	1,9
Белгородская область	1,5	Ростовская область	5,7
Калмыкия	0,5	Саратовская область	2,0
Краснодарский край	9,2	Ставропольский край	6,2
Курганская область	1,9	Тамбовская область	1,4
Курская область	2,3	Волгоградская область	2,1
Липецкая область	1,4	Воронежская область	2,4
Новосибирская область	4,1		

Данные рис. 2*б* показывают, что в 1976—2005 гг. по сравнению с 1946—1975 гг. значения индекса сухости уменьшились во всех основных зернопроизводящих районах России (они приведены в таблице), кроме Алтайского края, в котором произошло его увеличение.

На рис. 3 представлены климатические значения гидротермического коэффициента Селянинова для 1946—1975 гг. и его изменения в 1976—2005 гг. по сравнению с 1946—1975 гг.

Для всей территории России (рис. 3*а*) характерны значения ГТК > 1. Однако для южных районов, к югу примерно от 52—55° с. ш. (а также на территории Республики Саха (Якутия)), условия суше — значения ГТК не превосходят 1 (исключение — предгорья Кавказа).

В 1976—2005 гг. по сравнению с 1946—1975 гг. климатические значения ГТК оказались благоприятными (т. е. увеличились) во всех основных зернопроизводящих районах, кроме Новосибирской области.

Таким образом, в основных зернопроизводящих районах России в конце XX в. — начале XXI в., судя по значениям обоих рассматриваемых индексов, изменения увлажнения оказались благоприятными для растениеводства на европейской части и неблагоприятны на юге Западной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алькамо Дж., Дронин Н., Эндеян М., Голубев Г., Кириленко А. 2004. Новый подход к оценке воздействий изменения климата на сельское хозяйство и водные ресурсы России. В кн.: Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября — 3 октября 2003 г. Труды конференции. М. С. 356—368.

Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С. 2006. Выявление климатогенных изменений. М.: Издательский центр “Метеорология и гидрология”. 324 С.

Сиротенко О. Д., Абашина Е. В., Павлова В. Н., Попова Е. Н., Романенков В. А. 2008. Сельское хозяйство. В кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. II. Последствия изменения климата. М.: Росгидромет. С. 223—234.

Climate Change 2001, 2001. Synthesis Report. Contributions of Working Group I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R. T. Watson and the Core Writing Team (eds.). Cambridge University Press. 397 P.

Climate Change 2007, 2007. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Core Writing Team, R. K. Pachauri, and A. Reisinger (eds.). Geneva, Switzerland: IPCC. 104 P.

ОБ ОТДАЛЕННЫХ ПОСЛЕДСТВИЯХ БЛОКИРУЮЩЕГО АНТИЦИКЛОНА ЛЕТА 2010 г. ДЛЯ ШМЕЛЕЙ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА

В. В. Ясюкевич[1)], *Е. А. Давидович*[2)], *Н. В. Ясюкевич*[3)]

[1)]Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН. v1959@yandex.ru

[2)]Россия, 107139 Москва, Орликов пер., д. 3б, ЦНСХБ Россельхозакадемии

[3)]Россия, 127550 Москва, ул. Тимирязевская, д. 49, Российский государственный аграрный университет — МСХА имени К. А. Тимирязева

Реферат. Исследованы отдаленные последствия блокирующего антициклона лета 2010 г. для компонентов наземных экосистем на примере шмелей в Московском регионе. Показано, что беспрецедентно жаркая и сухая погода лета этого года привела к резкому уменьшению численности популяций и сокращению числа видов шмелей в 2011 г., а также к негативным изменениям в составе травостоя, приведшим к сокращению кормовой базы шмелей.

Ключевые слова. Экосистемы, шмели, кормовая база.

ON THE LONG-TERM CONSEQUENCES OF 2010 SUMMER BLOCKING FOR THE BUMBLEBEES OF MOSCOW REGION

V. V. Yasyukevich[1)], *E. A. Davidovich*[2)], *and N. V. Yasyukevich*[3)]

[1)]Institute of Global Climate and Ecology, Roshydromet and RAS, 20b, ul. Glebovskaya, 107258 Moscow, Russia. v1959@yandex.ru

[2)]Central Scientific Agricultural Library, Russian Academy of Agrarian Sciences, 3b, Orlikov per., 107139 Moscow, Russia.

[3)]Russian State Agrarian University—Timiryazev Moscow Agricultural Academy, 49, ul. Timiryazevskaya, 127550 Moscow, Russia.

Abstract. Investigated are long-term consequences of 2010 summer blocking for terrestrial ecosystem components by the example of the bumblebees of Moscow region. It is shown that unprecedented hot and dry weather of that summer led to abrupt drop in the bumblebee population and decrease in species number in 2011 as well as to negative changes in the grass species composition that led to reduction in the nutritive base of the bumblebees.

Key words. Ecosystems, bumblebees, nutritive base.

Введение

Аномально жаркая и сухая погода лета 2010 г. явилась следствием блокирующего антициклона, который установился над центральной частью европейской территории России в третьей декаде июня и разрушился в середине августа, просуществовав

55 дней (Шакина и др., 2011). В это время на многих метеостанциях были зафиксированы абсолютные максимумы температуры. Так, в Москве 29 июля зарегистрирована рекордная за весь период инструментальных метеонаблюдений температура 38,2°С (Доклад об особенностях климата ..., 2011).

Последствия этого природного явления были очень серьезны и до сих пор продолжают сказываться. Достаточно упомянуть о повышении смертности (в июле в Москве на 50,4% по сравнению с тем же месяцем 2009 г.), обострении хронических заболеваний у людей, увеличении числа госпитализированных, существенном превышении загрязнения воздуха вследствие пожаров, уничтоживших также многие населенные пункты (Шакина и др., 2011; Бережная и др., 2010а, 2010б). В сельском хозяйстве потери урожая оцениваются в 40% (Шакина и др., 2011; Фролов, Страшная, 2011).

Нами проводится мониторинг состояния популяций и биоразнообразия шмелей на урбанизированных и неурбанизированных территориях Московского региона. Результаты этой многолетней работы подробно изложены в публикациях (Ясюкевич, Ривкин, 2005; Ясюкевич и др., 2010), поэтому лишь кратко расскажем о выявленных закономерностях, акцентировав внимание на последствиях лета 2010 г.

Методика

В качестве основного полигона для исследований была выбрана территория муниципального округа (МО) “Нагатинский затон” (современное название, ранее местность называлась “микрорайон Нагатино” (Пролетарский район г. Москва)). Эта территория представляет собой хороший пример постепенной урбанизации местности. В конце 1960-х годов наряду с многоэтажными жилыми домами имелась и застройка деревенского типа, часть площади занимали неосвоенные участки правобережья Нагатинской поймы, поросшие ивой, а также свалки на месте песчаных карьеров. В первой половине 1970-х годов деревни были выселены, а дома сломаны, заполнение свалок прекратилось. На этих местах к концу 1970-х — началу 1980-х годов образовались обширные пустоши, заросшие обильной растительностью, среди которой значительную часть занимали медоносы (клевер, донник, бурачниковые и губоцветные). Это обеспечивало шмелям пищу в течение теплого времени года, места для гнездования и зимовки. Этот период и был принят как базовый. К концу 1980-х годов практически все неосвоенные территории были застроены многоэтажными жилыми домами, что, конечно, привело к уничтожению значительной части растительности. В последующие годы сокращение растительного покрова продолжалось.

Весной (с конца апреля по начало июня) 2000—2011 гг. проводился учет шмелей по перезимовавшим самкам. Численность оценивалась по балльной системе:

хххх — вид обилен;
ххх — обычен;
хх — редок;
х — единичные находки;
- — не обнаружен.

Для сравнения аналогичный учет был проведен в Приокско-Террасном заповеднике, а также на территории Нагатинской поймы (так и не созданный парк "Нагатинская пойма", ранее парк им. 60-летия Октября, левый берег р. Москва). Приокско-Террасный заповедник является по своим макроклиматическим условиям эталонной для Москвы территорией, а Нагатинская пойма, отделенная от МО "Нагатинский затон" руслом р. Москва, являет собой пример вкрапления неосвоенной территории в городскую застройку, в которой сохранились луго-пойменные биотопы с лесными участками (основная лесообразующая порода — ива).

Результаты

Результаты учета шмелей и их гнездовых паразитов — шмелей-кукушек в жилом районе Москвы выявили явную тенденцию к уменьшению числа видов и численности популяций этих полезных насекомых (табл. 1). На территории МО "Нагатинский затон" в конце 1970-х — начале 1980-х годов зарегистрировано 12 видов шмелей и 4 вида шмелей-кукушек. Последующие наблюдения показывают уменьшение общей численности шмелей. Большая часть обильных или обычных видов стала встречаться редко, редкие виды встречаются единично, а виды, встречавшиеся ранее единично, исчезли совсем. Шмели-кукушки встречаются только единично.

Эти наблюдения подтверждают ранее установленные закономерности изменения биоразнообразия и численности, связанные с увеличением антропогенной нагрузки (Ефремова, 1988; Мельцер, Соромотин, 1998; Голубева, 2003). Однако, по мнению В. А. Пономарева (2004), условия в городах могут быть и благоприятными для жизнедеятельности шмелей. Но этот вывод сделан на основе изучения фауны шмелей в относительно небольших городах Центрального Нечерноземья России и применительно к небольшому числу урботолерантных видов. Ситуация в мегаполисе может иметь принципиальные отличия.

В Приокско-Террасном заповеднике было обнаружено 16 видов шмелей и 4 вида шмелей-кукушек (табл. 2). По данным наблюдений, за период 2002—2006 гг. уменьшения численности и биоразно-

Таблица 1

Видовой состав и численность шмелей на территории муниципального округа “Нагатинский затон” г. Москва

Вид	Конец 1970-х — начало 1980-х годов	2000 г.	2001 г.	2002 г.	2003 г.	2004 г.	2005 г.	2006 г.	2007 г.	2008 г.	2009 г.	2010 г.	2011 г.
***Bombus* Latr.**													
1. *B. lucorum* L.	xxxx	xxx	xx	x	xx	xx	x	x	x	x	xx	x	-
2. *B. terrestris* L.	xxxx	xxx	xxx	xx	xxx	xxx	xx	x	x	x	xx	xx	x
3. *B. hortorum* L.	xxx	xx	xx	x	-	-	x	x	x	x	x	x	x
4. *B. hypnorum* L.	xxx	xx	xx	x	xx	x	x	xx	x	x	x	xx	x
5. *B. agrorum* F.	xxx	xx	xx	x	x	x	x	x	x	x	xx	x	x
6. *B. lapidarius* L.	xxx	xx	xx	x	x	xx	x	x	x	x	xx	x	x
7. *B. derhamellus* Kby.	xxx	xx	x	-	-	-	-	x	x	x	x	x	-
8. *B. pratorum* L.	xx	xx	xx	x	xx	x	x	x	x	x	x	x	x
9. *B. equestris* F.	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10. *B. subterraneus latreillellus* Kby.	x	-	-	-	-	-	-	-	x	x	-	-	-
11. *B. distinguendus* F. Mor.	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
12. *B. silvarum* L.	x	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	x	-
13. *B. soroensis* F.	-	x	-	-	x	-	-	-	-	-	x	x	-
14. *B. subbaicalensis Vogt*	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	
15. *B. schrencki* F. Mor.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-	-
***Psithyrus* Lep.**													
1. *P. bohemicus* Seidl.	xxx	x	x	x	x	-	x	-	x	x	x	x	-
2. *P. campestris* Pz.	xx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3. *P. barbutellus Kirby*	xx	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4. *P. rupestris* F.	x	-	x	-	x	-	-	x	x	-	-	x	-
Число видов шмелей/шмелей-кукушек	12/4	9/1	8/3	7/1	7/2	6/0	7/1	8/1	12/2	9/1	10/1	10/2	6/0

Таблица 2

Видовой состав и численность шмелей на территории Приокско-Террасного государственного природного биосферного заповедника

Вид	2002 г.	2003 г.	2004 г.	2005 г.	2006 г.	2007 г.	2008 г.	2009 г.	2010 г.	2011 г.
***Bombus* Latr.**										
1. *B. agrorum* F.	xxxx	xxxx	xxxx	xxxx	xxx	xx	xx	xxx	xx	xx
2. *B. lucorum* L.	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	x	x	x	x	x
3. *B. terrestris* L.	x	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	x	xx	xx	x
4. *B. pratorum* L.	xx	xxx	xxx	xxxx	x	x	x	x	x	x
5. *B. soroensis* F.	x	xx	xx	x	x	x	x	x	x	-
6. *B. schrencki* F. Mor.	-	-	xx	xx	x	x	x	x	x	-
7. *B. hortorum* L.	x	-	x	x	x	x	-	-	x	-
8. *B. hypnorum* L.	-	xx	x	x	x	x	x	xx	xx	x
9. *B. lapidarius* L.	xx	x	x	x	xx	x	-	x	x	x
10. *B. derhamellus* Kby.	-	xx	x	x	xx	x	-	x	x	x
11. *B. subterraneus latreillellus* Kby.	x	x	x	xxx	x	x	-	x	x	-
12. *B. distinguendus* F. Mor.	x	x	x	xx	x	x	-	x	x	-
13. *B. silvarum L.*	-	-	-	x	x	x	x	-	x	-
14. *B. tristis Seidl*	-	-	-	x	x	x	-	-	-	-
15. *B. proteus Gerst.*	-	-	-	x	x	-	-	-	-	-
16. *B. subbaicalensis Vogt*	-	-	-	-	x	x	x	-	-	-
***Psithyrus* Lep.**										
1. *P. bohemicus* Seidl.	-	xxx	xxx	xxxx	xx	x	x	xx	xx	x
2. *P. campestris* Pz.	-	x	x	x	x	-	x	x	x	-
3. *P. barbutellus Kirby*	-	-	-	xx	x	-	-	-	-	-
4. *P. rupestris F*	-	-	-	xxx	x	x	-	xx	x	-
Число видов шмелей/шмелей-кукушек	9/0	10/2	12/2	15/4	16/4	15/2	9/2	11/3	13/3	7/1

образия шмелей в Приокско-Террасном заповеднике не выявлено. К особенностям фауны шмелей заповедника относятся большая численность доминирующего вида, наличие достаточного числа видов с большой численностью, обнаружение крайне малочисленных видов, которые исчезли в антропогенных ландшафтах, значительная численность гнездовых паразитов — шмелей-кукушек. Те же особенности присущи данным учета, полученным в Нагатинской пойме (табл. 3), где выявлено 14 видов шмелей и два вида шмелей-кукушек.

С 2007 г. наблюдается резкое уменьшение численности и менее выраженное уменьшение биоразнообразия шмелей на всех трех исследовательских полигонах. Причиной столь сильного уменьшения численности шмелей не только в городских кварталах, но и в мало затронутой пока хозяйственно-окультуривающей деятельностью человека Нагатинской пойме и тем более на строго охраняемой территории Приокско-Террасного заповедника могли быть аномалии погоды зимой 2006/07 г., которая характеризуется беспрецедентными по длительности за последние 10 лет оттепелями. Первый безморозный период наблюдался с 20 ноября по 18 декабря при максимуме среднесуточной температуры 6,4°С и минимуме 2,3°С. Второй — с 1 по 19 января — при 6,8 и 0,3°С соответственно. Столь длительные оттепели нарушили нормальное протекание зимней диапаузы и процесс холодовой реактивации, что вызвало значительную гибель шмелей во время зимовки. Возможно, что ситуацию также усугубили последовавшие за оттепелями февральские холода, когда среднесуточная температура понизилась до −21,0°С (22 февраля).

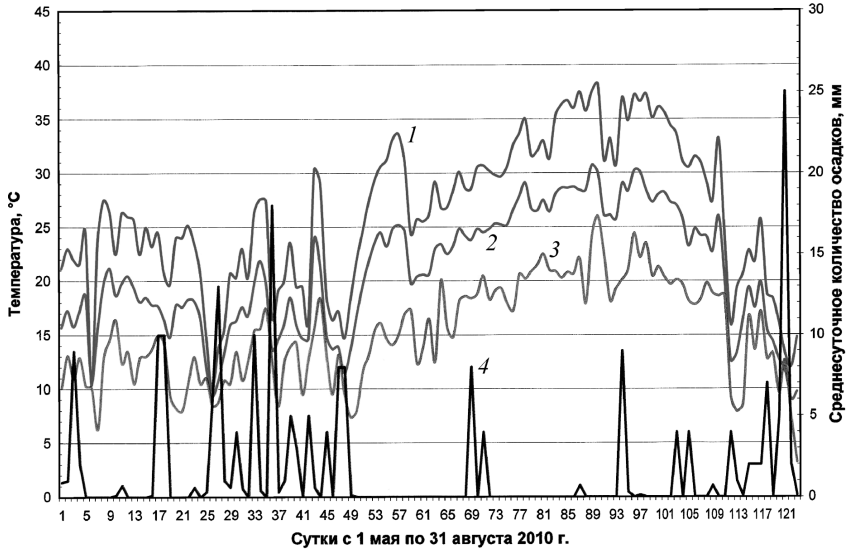
В течение зимы 2007/08 г. более или менее существенных аномалий погоды не было, но процесс уменьшения численности и биоразнообразия шмелей в 2008 г. усилился. В том году число видов шмелей в заповеднике и Нагатинской пойме стало таким же, как и в городских кварталах Москвы (9). Зимой 2008/09 г. наблюдалась только одна оттепель — с 28 ноября по 9 декабря — с максимумом среднесуточной температуры 7,7°С и минимумом 0,5°С. В дальнейшем в течение зимы аномалий погоды не отмечалось. В 2009—2010 гг. выявились тенденции к восстановлению численности и показателей биоразнообразия шмелей.

Косвенным подтверждением факта негативного влияния зимних аномалий погоды является то, что аналогичное уменьшение численности в 2007—2008 гг. отмечено не только для шмелей, но и для многих других насекомых, зимующих во взрослом состоянии, — бабочек-нимфалид, представителей многих семейств одиночных ос и пчел, складчатокрылых ос. Причем это происходило не только на

Таблица 3

Видовой состав и численность шмелей на территории Нагатинской поймы (г. Москва)

Вид	2004 г.	2005 г.	2006 г.	2007 г.	2008 г.	2009 г.	2010 г.	2011 г.
***Bombus* Latr.**								
1. *B. terrestris* L.	xxxx	xxxx	xxxx	x	x	xx	xx	x
2. *B. lapidarius* L.	xxxx	xxx	xxxx	xx	x	xx	xx	x
3. *B. lucorum* L.	xxx	xxx	xxx	x	x	x	x	-
4. *B. derhamellus* Kby.	xxx	xxx	xxx	x	x	x	x	-
5. *B. agrorum* F.	xx	xx	x	x	x	x	x	x
6. *B. tristis* Seidl.	x	x	x	-	-	-	-	-
7. *B. hortorum* L.	x	x	x	x	x	x	x	-
8. *B. hypnorum* L.	x	x	x	x	x	x	x	x
9. *B. pratorum* L.	x	x	x	x	x	x	x	-
10. *B. equestris* F.	x	x	x	x	-	-	x	-
11. *B. distinguendus* F. Mor.	x	x	x	x	-	-	-	-
12. *B. subterraneus latreillellus* Kby.	x	x	x	x	x	x	x	-
13. *B. silvarum L.*	x	x	x	x	-	-	x	-
14. *B. soroensis* F.	-	-	x	x	-	-	-	-
***Psithyrus* Lep.**								
1. *P. bohemicus* Seidl.	-	x	x	-	x	x	x	-
2. *P. campestris* Pz.	-	-	-	-	-	-	-	-
3. *P. barbutellus Kirby*	-	-	-	-	-	-	-	-
4. *P. rupestris F.*	-	-	-	x	x	x	x	-
Число видов шмелей/шмелей-кукушек	13/0	13/1	14/1	13/1	9/2	9/2	11/2	4/0



Временной ход максимальной (*1*), среднесуточной (*2*) и минимальной (*3*) температуры воздуха и количества осадков (*4*) в период с 1 мая по 31 августа 2010 г.

упомянутых выше территориях, но и в других районах Москвы и Московской области.

Зима 2009/10 г. была значительно более суровой, чем предыдущие 10, однако это практически не сказалось на состоянии популяций и биоразнообразии шмелей в 2010 г. Картина была близка к таковой в 2009 г.

Однако лето 2010 г. было необычайно сухим и жарким (рисунок). Так, с 18 июня по 1 августа в Москве выпало всего 12,8 мм осадков, что составляет в среднем 0,3 мм в сутки. Среднесуточное количество осадков с 1 мая по 31 августа 2010 г. составило 1,69 мм. Для сравнения укажем, что среднее многолетнее (за 1976—2005 гг.) среднесуточное количество осадков за тот же период составляло 2,45 мм. Температура достигала 37,5°С (26 и 28 июля) и даже 38,2°С (29 июля), что является новым абсолютным максимумом за весь период метеонаблюдений. Такие условия погоды привели к усыханию растительности, что существенно подорвало кормовую базу исследуемых насекомых. Отметим, что большинство видов шмелей в июле — начале августа выращивают новое поколение самцов и самок, последние после небольшого периода питания уходят на зимовку. Скудность кормовой базы привела к тому, что шмелей-основательниц следующего поколения выросло мало, можно также

предположить, что они были ослаблены из-за недостатка питания, а это снижает их шансы на выживание во время зимовки. Поэтому в 2011 г. на всех трех исследовательских полигонах наблюдалось беспрецедентное уменьшение численности и видов шмелей. В городских кварталах выявлено 6, а в Нагатинской пойме 4 вида шмелей, все в единичных находках. Шмели-кукушки не найдены. В Приокско-Террасном заповеднике обнаружено 7 видов шмелей и один вид шмеля-кукушки, причем только один вид шмеля мог быть отнесен к категории редких, все остальные встречались единично. Так же как и в 2007 и 2008 гг., параллельно отмечено уменьшение численности других зимующих во взрослом состоянии насекомых.

Кроме того, было отмечено изменение в составе травостоя, а именно "выпадение" бобовых трав. Росшие много лет на одном и том же месте бобовые исчезли или существенно сократили свою численность. К ним относятся клевер луговой, или красный — *Trifolium pratense* L., клевер гибридный, или розовый, или шведский — *Trifolium hybridum* (L.), клевер ползучий, или белый — *Trifolium repens* (L.), донник аптечный, или желтый — *Melilotus officinalis* (L.) Pall., донник белый — *Melilotus albus* Med., горошек мышиный — *Vicia crassa* (L.), вика посевная — *Vicia sativa* (L.), вика мохнатая — *Vicia villosa* (L.), люцерна посевная — *Medicago sativa* (L.), люцерна хмелевидная — *Medicago lupulina* (L.).

Мы ранее не проводили геоботаническую съемку, так как не видели в этом необходимости, но изменения столь разительны, что бросаются в глаза. Объяснение этому явлению еще предстоит найти.

Заключение

Таким образом, в сокращении численности и показателей биоразнообразия шмелей как в городских условиях, так на заповедных территориях, помимо ярко проявляющего себя эффекта урбанизации, одним из ведущих факторов становятся участившиеся в последнее время аномалии погоды (будь то затяжные зимние оттепели или летняя жара в сочетании с засухой).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бережная Т. В., Голубев А. Д., Найшуллер М. Г. 2010а. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в июле 2010 г. Метеорология и гидрология. № 10. С. 107—118.

Бережная Т. В., Голубев А. Д., Найшуллер М. Г. 2010б. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в августе 2010 г. Метеорология и гидрология. № 11. С. 104—114.

Голубева Г. В. 2003. Адаптивные возможности редких видов шмелей в биоценозах Калужской области. Доклады ТСХА/Московской сельскохозяйственной академии. Вып. 275. С. 433—436.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год. 2011. М.: Росгидромет. 66 С.

Ефремова З. А. 1988. Влияние антропических факторов на современное обилие шмелей и их зонально-ландшафтное распределение в Поволжье. В кн.: Охрана животных в Среднем Поволжье. Куйбышев. С. 37—42.

Мельцер Н. А., Соромотин А. В. 1998. Шмели *(Insecta, Hymenoptera)* как индикаторы антропогенной нагрузки в городах юга Западной Сибири. Экология. № 5. С. 414—416.

Пономарев В. А. 2004. Экология шмелей рода *Bombus* (Latr.) и профилактика инфекционных болезней при их лабораторном разведении. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. доктора биол. наук. Иваново: Ивановская гос. с.-х. акад. 71 С.

Фролов А. В., Страшная А. И. 2011. О засухе 2010 года и ее влиянии на урожайность зерновых культур. В сб.: Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года. М.: Триада, Лтд. С. 22—34.

Шакина Н. П., Иванова А. Р., Бирман Б. А., Скриптунова Е. Н. 2011. Блокирование: условия лета 2010 года в контексте современных знаний. В сб.: Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года. М.: Триада, Лтд. С. 6—21.

Ясюкевич В. В., Ривкин Л. Е. 2005. Использование результатов мониторинга видового разнообразия и численности шмелей для оценки антропогенного влияния на окружающую природную среду. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XX. СПб: Гидрометеоиздат. С. 276—286.

Ясюкевич В. В., Давидович Е. А., Ясюкевич Н. В., Ривкин Л. Е., Рудкова А. А. 2010. Влияние урбанизации и зимних погодных аномалий на численность популяций и биоразнообразие шмелей. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXI. М.: ИГКЭ. С. 231—248.

“ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА И МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМ” (ПЭММЭ)

КРАТКАЯ ИНФОРМАЦИЯ ОБ ИЗДАНИИ

Издается с 1978 года. Является продолжающимся изданием Института глобального климата и экологии (ИГКЭ) Росгидромета и РАН (http://www.igce.ru).

Публикуются работы о явлениях и процессах регионального и глобального масштабов, связанных с антропогенным влиянием на климат и континентальные экосистемы, о методах их изучения с помощью мониторинга и моделирования.

К рассмотрению принимаются экспериментальные и теоретические статьи по указанной тематике на русском и английском языках. Ориентировочный объем рукописи — до 1 авторского листа (40 тыс. знаков). Представленные в ПЭММЭ статьи рецензируются. При необходимости Редколлегия приглашает авторов выступить с сообщением по теме статьи на научном семинаре в ИГКЭ. Редколлегия просит авторов не представлять в ПЭММЭ статьи, напечатанные или направляемые для публикации в другие издания. Представляемые тексты должны соответствовать тематике издания, быть написаны удовлетворительно с литературной точки зрения и оформлены в соответствии с правилами. Редколлегия принимает окончательное решение по поводу публикации статьи в соответствии с результатами рецензирования, а также учитывая качество литературной и технической подготовки текста. Оформленные в соответствии с правилами рукописи направляйте по адресу:

РФ, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б, Институт глобального климата и экологии, В. В. Ясюкевичу, v1959@yandex.ru.

ПРОБЛЕМЫ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА И МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМ

ТОМ XXIV

Научный редактор *В. В. Ясюкевич*
Технический редактор *Т. В. Лешкевич*
Корректор *В. В. Борисова*
Верстка ФГБУ “НИЦ "Планета”
Формат 60x90 1/16. Печать офсетная. Бумага офсетная.
Печ. л. 25,75. Тираж 150 экз. Индекс ММ-13
Подписано в печать 25.12.2011.
Отпечатано в ОАО “Группа море”,
101000 Москва, Хохловский пер., д. 7—9, стр. 3