

ИГКЭ
IGCE



FEDERAL SERVICE
ON HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL MONITORING

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

INSTITUTE OF GLOBAL CLIMATE AND ECOLOGY

**PROBLEMS
OF ECOLOGICAL
MONITORING
AND ECOSYSTEM
MODELLING**

Volume XXIII



MOSCOW IGCE 2010

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИНСТИТУТ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА И ЭКОЛОГИИ

**ПРОБЛЕМЫ
ЭКОЛОГИЧЕСКОГО
МОНИТОРИНГА
И МОДЕЛИРОВАНИЯ
ЭКОСИСТЕМ**

Том XXIII



МОСКВА ИГКЭ 2010

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: ул. Глебовская, д. 20Б, 107258 Москва, РОССИЯ
Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН
Факс: (8 499) 1600831 Тел.: (8 499) 1691103

Все статьи данного издания рецензируются.

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. Yasukevich (Executive Secretary)

Address: 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, RUSSIA
Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS
Fax: (7 499) 1600831 Phone: (7 499) 1691103

All papers published in this book are peer-reviewed.

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.

СОДЕРЖАНИЕ

К юбилею академика Ю. А. Израэля	9
<i>Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова, Т. В. Платова.</i> Оценка сезонных особенностей региональных проявлений изменения глобального климата	11
<i>О. А. Анисимов, Е. Л. Жильцова, О. К. Захарова.</i> Анализ и прогноз пространственных закономерностей полей температуры воздуха и осадков с учетом атмосферной циркуляции: применение в экосистемном моделировании	23
<i>А. В. Елисеев, И. И. Мохов.</i> Влияние изменения альbedo поверхности суши вследствие изменения землепользования на климат XVI-XXI веков: оценки с использованием КМ ИФА РАН.....	39
<i>С. М. Семенов, И. О. Попов.</i> Радиационно-равновесный профиль температуры в атмосфере Земли	67
<i>Г. Н. Панин, Т. Ю. Выручалкина, И. В. Соломонова.</i> Региональные климатические изменения в Северном полушарии и их взаимосвязь с циркуляционными индексами.....	92
<i>В. В. Попова, А. Б. Шмакин, Ю. А. Симонов.</i> Изменения снеготаяния и жидких осадков и их роль в колебаниях стока крупнейших рек бассейна Северного Ледовитого океана при современном потеплении ...	109
<i>А. Н. Золотокрылин, В. В. Виноградова.</i> Динамика засухи на Юго-востоке Европейской России в конце XX – начале XXI веков по спутниковым данным	128
<i>Е. А. Черенкова.</i> Влияние изменений климата на увлажнение юга Европейской России в XX – начале XXI веков.....	138
<i>А. И. Гинзбург, А. Г. Костяной, Н. А. Шеремет, В. И. Кравцова.</i> Спутниковый мониторинг Аральского моря	150
<i>В. В. Виноградова, М. Д. Ананичева.</i> Районирование горных территорий по природным условиям жизни населения арктической зоны Европейской части и Северо-востока России	194
<i>В. Н. Павлова</i> Анализ и оценка влияния климатических условий последних десятилетий на урожайность зерновых культур в земледельческой зоне России.....	215
<i>В. В. Ясюкевич, Е. А. Давидович, Н. В. Ясюкевич, Л. Е. Ривкин, А. А. Рудкова.</i> Влияние урбанизации и зимних погодных аномалий на численность популяций и биоразнообразии шмелей.....	231
<i>М. Д. Корзухин, Ю. Л. Цельникер.</i> Модельный анализ ареалов древесных пород России и их вариации при возможных изменениях климата	249

<i>И. Н. Бахмет.</i> Биоиндикаторная роль фильтраторов на примере реакции мидии съедобной <i>Mytilus edulis L.</i> на тяжелые металлы	269
<i>Г. Э. Инсаров, Е. Э. Мучник, И. Д. Инсарова.</i> Эпифитные лишайники в условиях загрязнения атмосферы Москвы: методология долговременного мониторинга	277
<i>А. Н. Полевой.</i> Моделирование фотосинтеза зеленого листа у растений типа С3 и С4 при изменении концентрации CO ₂ в атмосфере	297
<i>В. В. Ясюкевич, Е. А. Давидович.</i> Влияние наблюдаемого и ожидаемого изменения климата на распространение насекомых	316

CONTENTS

To the anniversary of professor Yu. A. Izrael, member of the Russian Academy of Sciences.....	9
<i>G. V. Gruza, E. Ya. Rankova, T. V. Platova.</i> Assessment of seasonal features of regional manifestations of global climate change	11
<i>O. A. Anisimov, E. L. Ziltsova, O. K. Zakharova.</i> Predictive analysis of temperature and precipitation spatial patterns under different atmospheric circulation modes: implications for ecosystem modelling	23
<i>A. V. Eliseev, I. I. Mokhov.</i> Impact of land surface albedo changes due to land use in 16 th – 21 st centuries climate: assessment employing IAP RAS CM.....	40
<i>S. M. Semenov, I. O. Popov.</i> Radiation-equilibrium temperature profile in Earth's atmosphere.....	68
<i>G. N. Panin, T. Yu. Vyrychalkina, I. V. Solomonova.</i> Regional climatic changes in Northern hemisphere and their relationship to circulation indexes	92
<i>V. V. Popova, A. B. Shmakin, Y. A. Simonov.</i> Changes in snow storage and liquid precipitation and their role in variations of runoff in largest rivers of Arctic ocean basin under contemporary warming	109
<i>A. N. Zolotokrylin, V. V. Vinogradova.</i> Study of droughts in Southeast of European Russia in end of 20 th century – beginning of 21 st century using satellite data	128
<i>E. A. Cherenkova.</i> Impacts of climate change on moistening of South of European Russia in 20 th century and beginning of 21 st century.....	138
<i>A. I. Ginzburg, A. G. Kostianoy, N. A. Sheremet, V. I. Kravtsova.</i> Satellite monitoring of the Aral sea	150
<i>V. V. Vinogradova, M. D. Ananicheva.</i> Arctic mountain regions zoning according to human life nature conditions in European part and North-East of Russia.....	195
<i>V. N. Pavlova.</i> Assessment and analysis of climate change impacts of cereal crops productivity in agricultural zone of Russia	215
<i>V. V. Yasjukevich, E. A. Davidovich, N. V. Yasjukevich, L. E. Rivkin, A. A. Rudkova.</i> Influence of urbanization and winter weather anomalies on abundance and biodiversity of bumble bees	231
<i>M. D. Korzukhin, Yu. L. Tselniker.</i> Model analysis of present ranges for forest tree species in Russia and their changes under two climatic scenarios ..	250
<i>I. N. Bakhmet.</i> Bioindication role of filterers: response of mussels <i>Mytilus edulis</i> L. to heavy metals	269

<i>G. E. Insarov, E. E. Moutchnik, I. D. Insarova.</i> Epiphytic lichens under air pollution stress in Moscow: methodology for long-term monitoring.....	278
<i>A. N. Polevoy.</i> Modelling of green leaf photosynthesis of C3 and C4 plants under change of CO ₂ concentration in the atmosphere	298
<i>V. V. Yasjukevich, E. A. Davidovich.</i> Influence of observable and expected climate change on distribution of insects	316



К ЮБИЛЕЮ АКАДЕМИКА Ю. А. ИЗРАЭЛЯ

Юрию Антониевичу Израэлю 15 мая 2010 г. исполняется 80 лет. Юрий Антониевич внес выдающийся вклад в развитие многих актуальных направлений науки, причем он является создателем некоторых из них как в отношении фундаментальных основ, так и приложений. Он всегда работает с большими коллективами специалистов на междисциплинарной и межведомственной основе. Наиболее яркие достижения Ю. А. Израэль имеет в ядерной геофизике, физике атмосферы, океанологии, прикладной экологии и климатологии. Развитие актуальных научных направлений сопровождается решением крупных научно-организационных и государственных задач, имеющих важное значение для научной жизни и политики страны. Это – отличительная черта научного стиля и самой личности Юрия Антониевича.

Ю. А. Израэль окончил в 1953 г. Среднеазиатский государственный университет (физический факультет). По окончании университета сначала работал в Геофизическом институте, а затем – в Институте прикладной геофизики Академии наук СССР. Он прошел все ступени научной карьеры – от младшего научного сотрудника до директора

Института, защитил в области физико-математических наук кандидатскую диссертацию в 1963 г. и докторскую диссертацию в 1969 г. В 1974 г. он был избран членом-корреспондентом АН СССР, а в 1994 г. – действительным членом Российской Академии наук. В 1969-1973 гг. он возглавлял Институт прикладной геофизики АН СССР, в 1971 г. стал первым заместителем, а с 1974 г. – начальником Главного управления Гидрометеорологической службы при Совете министров СССР (ГУГМС). С 1978 по 1991 г. Ю. А. Израэль был председателем Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю окружающей среды (Госкомгидромет), в организации которого он принял самое активное и решающее участие. С 1978 по 1988 гг. он являлся депутатом Верховного Совета СССР. И как руководитель работ, и как исследователь он участвовал в оценке состояния радиоактивного загрязнения после испытаний ядерного оружия и после чернобыльской аварии. Полученные данные легли в основу решений, обеспечивших безопасность населения и работ по ликвидации последствий аварии.

В 1996-2002 гг. Ю. А. Израэль – академик-секретарь Отделения океанологии, физики атмосферы и географии (ООФАГ) РАН. В 2001 г. он избран Президентом Российской экологической академии. Юрий Антониевич уделяет много времени работе международных организаций. Он занимал в них высокие посты, в том числе вице-президента Всемирной метеорологической организации (ВМО) и сопредседателя Рабочей группы II, вице-председателя и представителя России в Межправительственной группе экспертов по изменению климата (МГЭИК). В составе МГЭИК в 2007 г. он получил Нобелевскую премию мира, присужденную МГЭИК Норвежским нобелевским комитетом.

С 1990 г. по настоящее время Ю. А. Израэль – директор Института глобального климата и экологии Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды и Российской Академии наук (ИГКЭ Росгидромета и РАН), института, который он организовал для решения актуальных задач глобальной климатологии и экологии.

Научные результаты Юрия Антониевича многократно удостоивались профессиональных наград, в том числе золотой медали им. В.Н. Сукачева Академии наук СССР за выдающиеся работы в области экологии и золотой медали международной организации Этторе Маджорана (Италия) за работы по аварии в Чернобыле.

Коллеги по Институту глобального климата и экологии Росгидромета и РАН и редколлегия «Проблем экологического мониторинга и моделирования экосистем» сердечно поздравляют Ю. А. Израэля, выдающегося ученого, организатора науки и государственного деятеля с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, творческой энергии и достижения всех намеченных рубежей в науке и общественной деятельности.

ОЦЕНКА СЕЗОННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА

Г.В. Груза¹⁾, Э.Я. Ранькова²⁾, Т.В. Платова

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, ¹⁾ggruza@yandex.ru, ²⁾rankova@online.ru

Реферат. В работе представлены некоторые сезонные особенности региональных проявлений сигнала глобального потепления в отдельных регионах России и в целом по Земному шару. Анализируются сезонные изменения пространственно осредненной приповерхностной температуры Земного шара, Северного полушария и России, а также их воспроизводимость современными моделями климата. Для Земного шара исследуется отклик региональной приповерхностной температуры в январе и июле на изменение глобальной температуры на 1°C. Анализируются сезонные особенности этого отклика на территории России. Получены оценки ожидаемых изменений приповерхностной температуры на территории России в марте при синхронном повышении глобальной температуры на 1°C.

Ключевые слова. Климат, климатическая изменчивость, сезонные изменения, приповерхностная температура, Земной шар, глобальное потепление, температура приземного воздуха, температура воздуха на высоте 2 м, приповерхностная температура морской воды.

ASSESSMENT OF SEASONAL FEATURES OF REGIONAL MANIFESTATIONS OF GLOBAL CLIMATE CHANGE

G. V. Gruza¹⁾, E. Ya. Rankova²⁾, T. V. Platova

Institute of Global Climate and Ecology, Glebovskaya str., 20B, 107258 Moscow, Russia, ¹⁾ggruza@yandex.ru, ²⁾rankova@online.ru

Abstract. Some seasonal features of regional manifestations of the global warming signal over the Globe and for some Russian regions are presented. Seasonal changes in spatially averaged surface temperature and their reproducibility by modern climate models are analyzed for the Globe, Northern Hemisphere and Russia. A response of regional surface temperature of January and July to global warming by 1°C is studied over the Globe. Seasonal features of the response for Russia are analyzed. Some estimates of expected changes in surface temperature in March to synchronous global temperature increase by 1°C are obtained over the Russian territory.

Keywords. Climate, climate variability, seasonal changes, surface temperature, Globe, global warming, surface air temperature, two meter temperature, sea surface temperature.

Введение

Современные изменения климата оцениваются, в первую очередь, по данным о наблюдаемой приповерхностной температуре. На территории континентов – это температура воздуха на высоте 2 м, на акваториях океанов – температура воды у поверхности.

Анализ структуры климатических изменений среднегодовой приповерхностной температуры выполнен, в частности, в работе (Груза и др., 2008). Основным показателем глобального климата и глобальных изменений климата является глобальная, то есть осредненная по всему земному шару, приповерхностная температура.

Сезонные изменения приповерхностной температуры являются важной составляющей климатической изменчивости температурных условий. В настоящей работе сделана попытка получить некоторые количественные характеристики сезонной изменчивости, представляющие существенный интерес для исследования изменений климата.

В работе (Семенов и др., 2008) проанализировано географическое распределение отклика среднегодовых температур в разных точках земной поверхности на повышение среднегодовой глобальной температуры на один градус. В настоящей работе исследуются некоторые сезонные особенности проявления сигнала глобального потепления в России и на Земном шаре в целом. Сделана также попытка оценки отклика региональных сезонных температур на синхронные изменения глобальной приповерхностной температуры на 1°C (в продолжение (Груза и др., 2008)).

Сезонный ход глобальной приповерхностной температуры

Сезонный ход «норм» пространственно осредненных приповерхностных температур приведен на рис. 1 для Земного шара в целом и для обоих полушарий. Оценки получены по данным массива «abstem3» Университета Восточной Англии (доступен на сервере <ftp://ftp.cru.uea.ac.uk/>), содержащего оценки климатических норм за 1961-1990 гг. по глобальной сетке 5-градусных боксов. Оценки получены с использованием всех доступных регулярных наземных наблюдений и дополнительных источников, включая контакты с национальными и локальными службами.

Отмечается некоторая асимметрия в сезонном ходе для южного полушария – зимний минимум температуры смещен к августу (хоть и незначительно). Размах годового хода температуры существенно выше в северном полушарии, где он составляет около $13,1^{\circ}\text{C}$. Многолетняя средняя месячная температура меняется здесь от $7,9^{\circ}\text{C}$ в январе до $\sim 21^{\circ}\text{C}$ в июле. Аналогичные оценки составляют для южного

полушария $5,7^{\circ}\text{C}$ (интервал от $10,6$ до $16,3^{\circ}\text{C}$) и для Земного шара – около $3,8^{\circ}\text{C}$ (интервал от $12,1$ до $15,9^{\circ}\text{C}$).

Существенно отметить доминирующую роль Северного полушария в сезонном ходе приповерхностной температуры Земного шара, а также тот факт, что амплитуда сезонного хода температуры на порядок превосходит величину ее изменения за 100 лет.

Оценка воспроизводимости глобальной приповерхностной температуры современными моделями климата

На рис. 2 (верхний фрагмент) повторен сезонный ход глобальной температуры по данным *abstem3* и дополнительно приведены оценки месячных норм температуры того же периода по данным реанализа NCEP/NCAR и по результатам климатического моделирования (данные получены через сайт PCMDI <https://esg.llnl.gov:8443>). Последние включают данные эксперимента 20С3М по одиннадцати наиболее совершенным моделям мировых метеорологических центров, участвовавших в подготовке Четвертого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Список моделей и их условные обозначения приведены в табл. 1. На следующих двух фрагментах рис. 2 приведены аналогичные оценки для норм температуры Северного полушария и для региона России (квадрант $50-70^{\circ}$ с.ш. и $20-160^{\circ}$ в.д.). Оценки по массиву “*abstem*” приведены на рисунке только для глобальной температуры.

На рис. 3 эти три группы оценок обобщены в форме «биржевых диаграмм», которые не отражают форму сезонного хода, но дают четкое представление о масштабах модельных ошибок в каждой из трех групп. Под ошибкой модели (ось ОУ) здесь понимается отличие модельной оценки от соответствующей наблюдаемой (реанализа), то есть разность одноименных месячных норм «модель минус реанализ», осредненная по территории региона. Каждый вертикальный отрезок характеризует межмесячный разброс ошибок в одном эксперименте «модель-регион». Отсечками показаны средняя ошибка, минимальная и максимальная ошибки.

Анализ этих двух рисунков (рис.2, рис. 3) позволяет сформулировать следующие выводы. Все модели, кроме одной (Китай), демонстрируют исключительный прогресс в моделировании многолетнего сезонного хода температуры. Однако распределение ошибок оказывается несимметричным. Модельные оценки температур оказываются заниженными (ошибки в большинстве случаев ниже нулевой отметки, соответствующей реанализу). Порядки ошибок близки к величинам, характеризующим изменение климата, что вынуждает усомниться в надёжности прогностических оценок, полученных по ансамблю таких моделей.

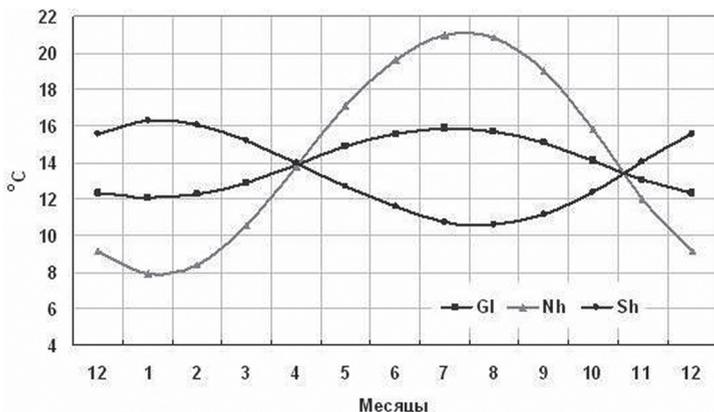


Рис. 1. Сезонный ход норм пространственно осредненной приповерхностной температуры для Земного шара в целом (Gl), Северного (Nh) и Южного (Sh) полушарий. Оценки получены по данным Университета Восточной Англии (<ftp://ftp.cru.uea.ac.uk/>).

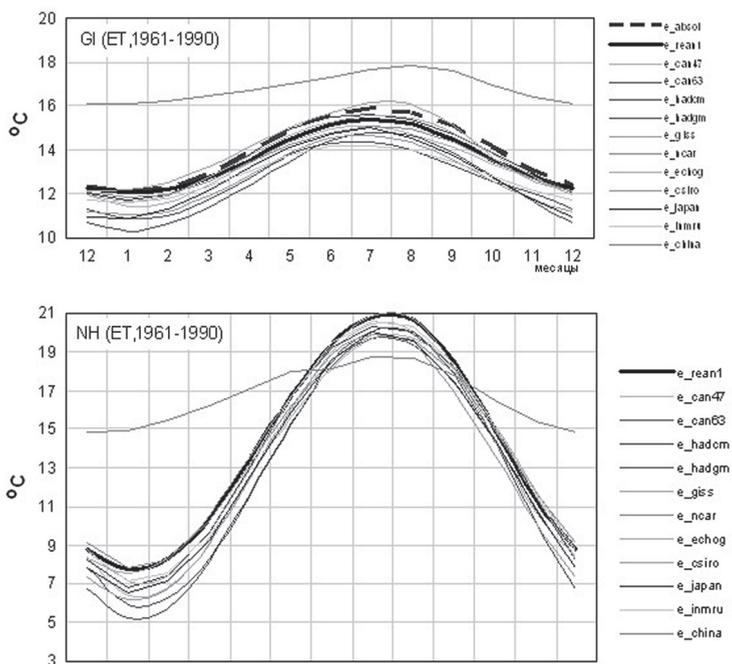


Рис. 2. Многолетний сезонный ход приповерхностной температуры в модельном эксперименте 20c3m («климат 20-го столетия»). Жирная кривая (e_rean1) соответствует расчету по данным реанализа (NCEP/NCAR), пунктирная (e_absol) – по данным наблюдений (CRU, <ftp://ftp.cru.uea.ac.uk/>). Условные обозначения моделей см. в таблице 1.

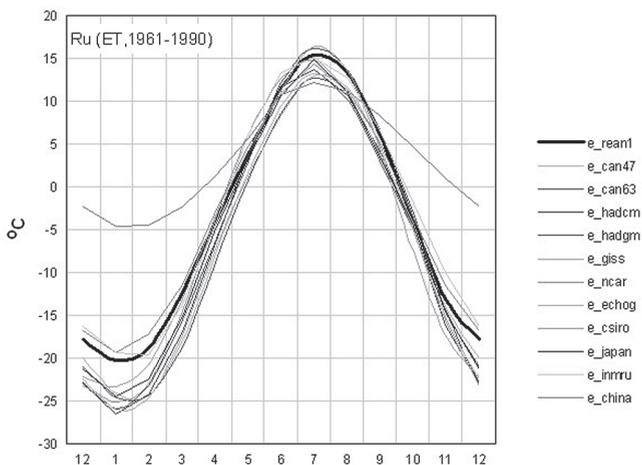


Рис. 2 (продолжение). Многолетний сезонный ход приповерхностной температуры в модельном эксперименте 20с3м («климат 20-го столетия»). Жирная кривая (e_rean1) соответствует расчету по данным реанализа (NCEP/NCAR). Условные обозначения моделей см. в таблице 1.

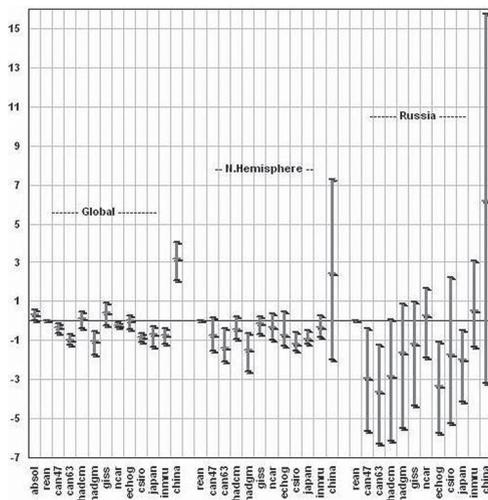


Рис. 3. Оценки ошибок в воспроизведении «норм» температуры за 1961-1990 гг. климатическими моделями. На оси Y – разность месячных «норм» (модель минус реанализ), усредненная по территории региона. Вертикальный отрезок соответствует разбросу 12 месячных оценок по данным одной модели – показаны средняя ошибка, минимальная и максимальная. Обозначения моделей расшифрованы в табл. 1. Оценки приведены для трех регионов: Земной шар, Северное полушарие и территория России.

**Перечень использованных климатических моделей с Интернет-портала
«IPCC Model Outputs»**

Модель	Климатический центр	Страна	ID
BCC-CM1	Beijing Climate Center	КНР	China
CGCM3.1 T47 Res	Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis	Канада	Can47
CGCM3.1 T63 Res			Can63
MIROC3.2 med res	CCSR/NIES/FRCGC	Япония	Japan
CSIRO Mk3.0	CSIRO Atmospheric Research	Австралия	CSIRO
HadCM3	Hadley Centre for Climate Prediction, UK Met Office	Великобритания	HadCM
HadGEM1			HadGM
INMCM3.0	Институт вычислительной математики РАН	РФ	InmRu
ECHO-G	Meteorological Institute of the University of Bonn	Германия	EchoG
E20/Russel	NASA Goddard Institute for Space Studies	США	Giss
CCSM3.0	NCAR	США	Ncar

Аналогичный анализ, выполненный для осредненных по территории точечных дисперсий месячных температур за 1961-1990 гг. (здесь не приводится), подтвердил сформулированные выше выводы, с тем отличием, что модели в целом завышают оценки изменчивости температуры. Особенно четко этот вывод прослеживается для Северного полушария и России.

Статистическая оценка связи изменений региональной приповерхностной температуры и глобальной температуры

В этом разделе рассматриваются оценки чувствительности региональных температур к изменению глобальной температуры, полученные статистически в результате совместного анализа рядов аномалий глобальной температуры (<http://www.cru.uea.ac.uk>) и температур, осредненных по пространственным пятиградусным «боксам» (Jones et al., 1999). В каждой такой паре рядов первый (глобальная температура) – переменная X (фактор, регрессор), а второй (температура очередного бокса) – переменная Y (зависимая переменная). В качестве оценки чувствительности для каждого «бокса» принимается значение коэффициента регрессии $b = r_{Y/X} (\sigma_Y / \sigma_X)$, где $r_{Y/X}$ – коэффициент корреляции, а σ_X , σ_Y – стандартные отклонения соответствующих переменных. Оценки чувствительности, таким образом, позволяют оценить среднее изменение региональной температуры ΔT_{reg} в ответ на заданное изменение глобальной температуры $\Delta T_{reg} =$

$b \Delta T_{gl}$, причем коэффициент регрессии $b_{Y/X}$ указывает изменение региональной температуры ΔT_{reg} , соответствующее изменению глобальной температуры (фактора) на 1°C , то есть $\Delta T_{gl} = 1^\circ\text{C}$.

В качестве ΔT_{gl} целесообразно использовать среднюю приповерхностную глобальную температуру для каждого рассматриваемого месяца (сезона), или годового отрезка, к середине которого относится изучаемый месяц, или календарного года. В настоящей работе для примера выбран последний вариант.

Географические и сезонные особенности отклика региональных приповерхностных температур на изменение глобальной температуры

Географическое распределение отклика сезонной локальной приповерхностной температуры на изменение глобальной температуры на 1°C приведено на рис. 4 по глобальной сетке 5-градусных боксов для января, июля и для года в целом. Пустыми оставлены боксы, не обеспеченные данными (освещенность ниже 50%). Из приведенных оценок следует, что отклик январских температур более интенсивный, чем годовых и июльских. Наиболее интенсивный положительный отклик зимой имеет место в северных районах Северной Америки и Евразии, слабый отрицательный отклик наблюдается в районе Гренландии, Гольфстрима, Атлантического побережья Антарктиды, Чукотки. В июле положительный отклик значительно более слабый, а отрицательные отклики пренебрежимо малы.

Предельные оценки откликов (процентиль 97,5%) среднегодовой, январской и июльской температур (рис. 5) значительно интенсивнее и практически всюду положительны, кроме слабого отрицательного отклика в январе в районе Гольфстрима.

Следует отметить, что приведенные «отклики», оцененные за 100-летний период (1909-2008 гг.), скорее всего, непостоянны во времени, и в будущем авторы предполагают выполнить более детальный анализ.

Остановимся несколько подробнее на оценках, полученных для территории России. С этой целью рассмотрим несколько 5-градусных боксов, расположенных в трех широтных поясах $75-70$, $65-60$ и $55-50^\circ$ с.ш. в разных регионах России (рис. 6). На рис. 6 выделены физико-географические регионы, используемые в оперативном мониторинге климата России. Нумерация боксов соответствует их широтному (первая цифра) и долготному (вторая цифра) положению.

На рис. 7 показан сезонный ход оценок чувствительности температуры избранных боксов к глобальному потеплению. Приведены две оценки: b – собственно отклик на глобальное потепление в 1°C и D – доля дисперсии региональных температур, объясняемая глобальным потеплением. Естественно предположить, что оставшаяся

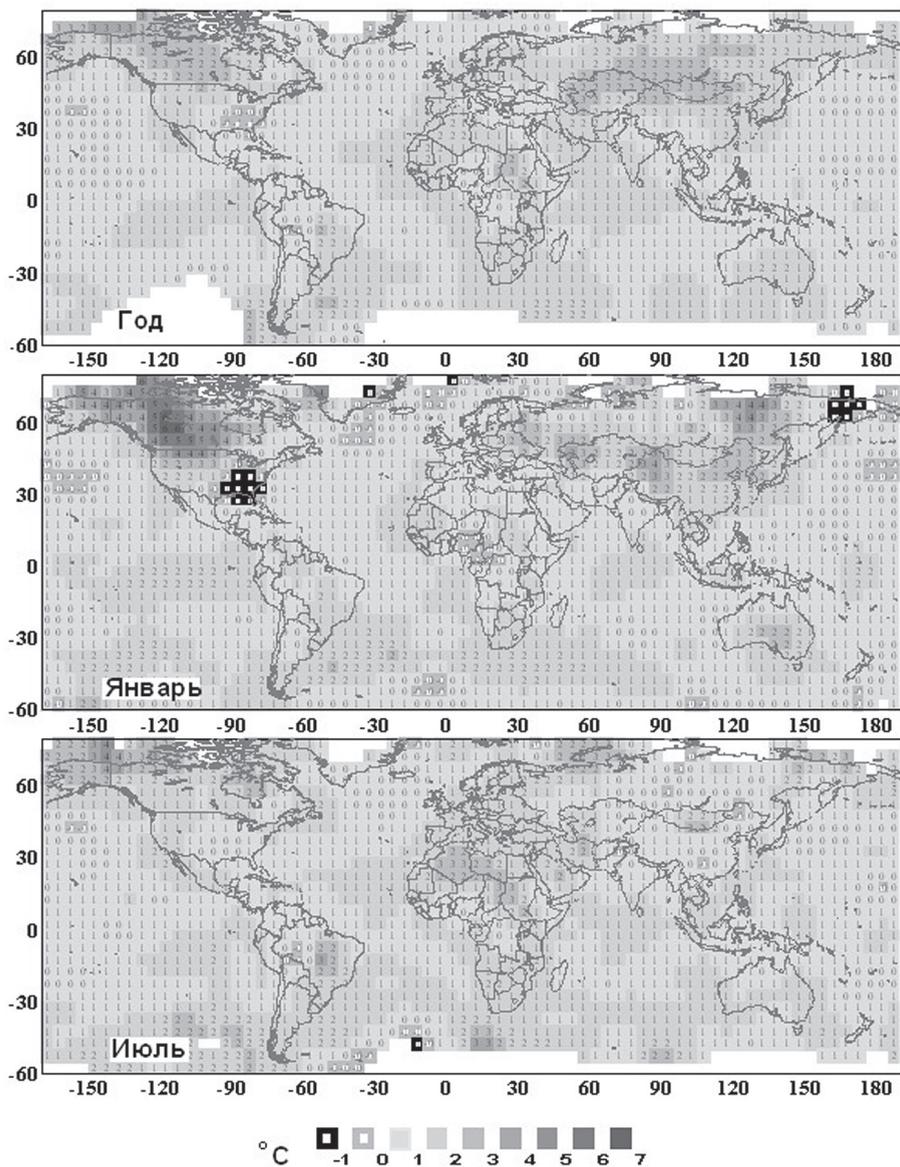


Рис. 4. Оценки ожидаемых изменений среднегодовой, январской и июльской температуры у поверхности Земного шара (в 5-градусных боксах) при повышении среднегодовой глобальной температуры на 1°C (по данным массива hadcrut3.dat за 1909-2008 гг.).

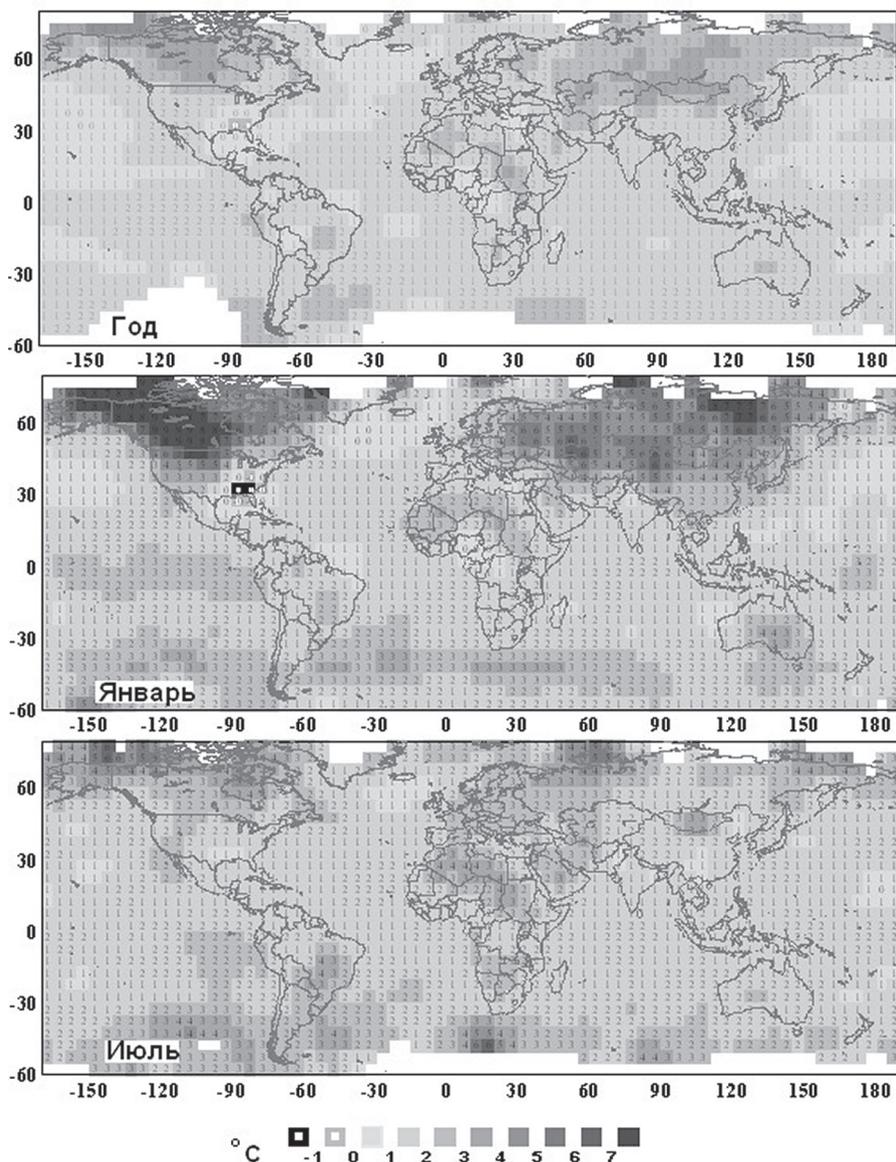


Рис. 5. Пределные оценки (процентиль 97,5%) изменений среднегодовой, январской и июльской температуры у поверхности Земного шара (в 5-градусных боксах) при повышении среднегодовой глобальной температуры на 1°C (по данным массива hadcrut3.dat за 1909-2008 гг.).

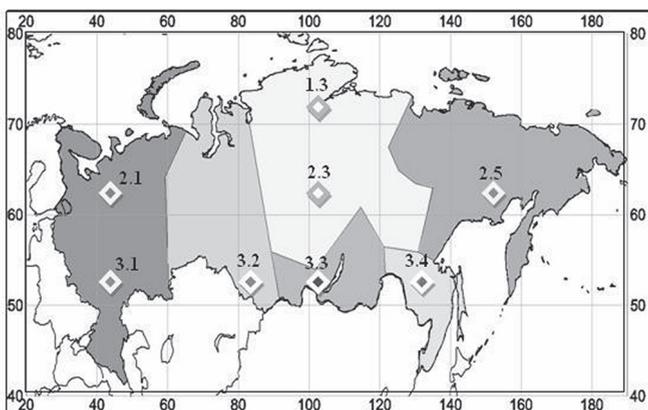


Рис.6. Физико-географические регионы России. Ромбами указано положение центров рассматриваемых 5-градусных боксов

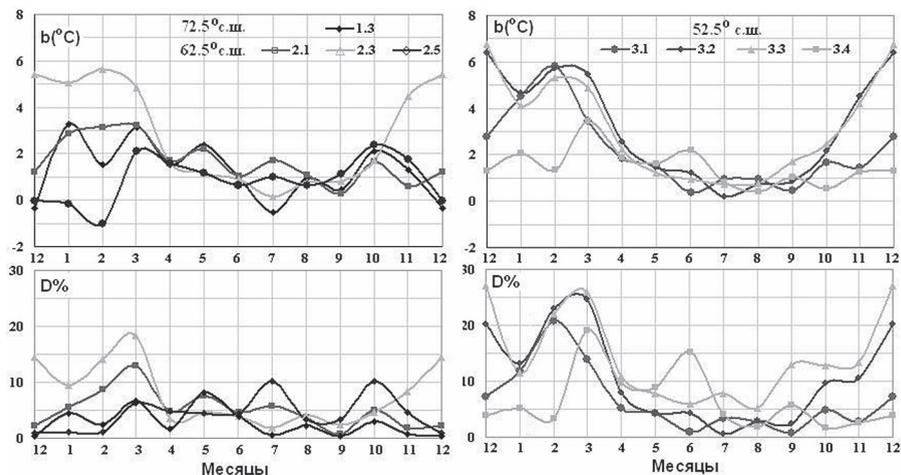


Рис.7. Сезонный ход оценок отклика температуры 5-градусных боксов на территории России на повышение среднегодовой глобальной температуры на 1°C (объяснения см. в тексте): слева – ход отклика в широтных зонах 75-70 и 65-60° с.ш.; справа – ход отклика в широтной зоне 55-50° с.ш.; вверху - ожидаемые изменения региональных температур (b (°C)), внизу – доля изменчивости региональной температуры, объясняемая изменением глобальной температуры (D %).

изменчивость связана с колебаниями синоптического масштаба. На рисунках слева объединены кривые для боксов вдоль северных широт, справа – для южной широты.

Главный результат заключается в наличии существенного сезонного хода локальной чувствительности приземной температуры к глобальному потеплению – зимой чувствительность выше, чем летом. В северных широтах выделяется единственный регион (под номером 2,3), в котором отмечается сильный эффект потепления, но только в зимний период года (январь-март). Для остальных боксов объясненная дисперсия во все месяцы не превышает 10%. Отклик на глобальное потепление в южных регионах России гораздо более заметен.

В заключение на рис. 8 приведено пространственное распределение оценок ожидаемых изменений приповерхностной температуры воздуха на территории России в начале весны (в марте) при глобальном потеплении на 1°C (месяц наиболее яркого проявления сигнала глобального потепления на территории России).

Как видно из рисунка, мартовский отклик температуры воздуха на глобальное потепление увеличивается с севера на юг, а также от западных границ на восток и от восточных границ к западу, достигая максимума в районе $70\text{-}80^{\circ}$ в. д. и $54\text{-}60^{\circ}$ с. ш.

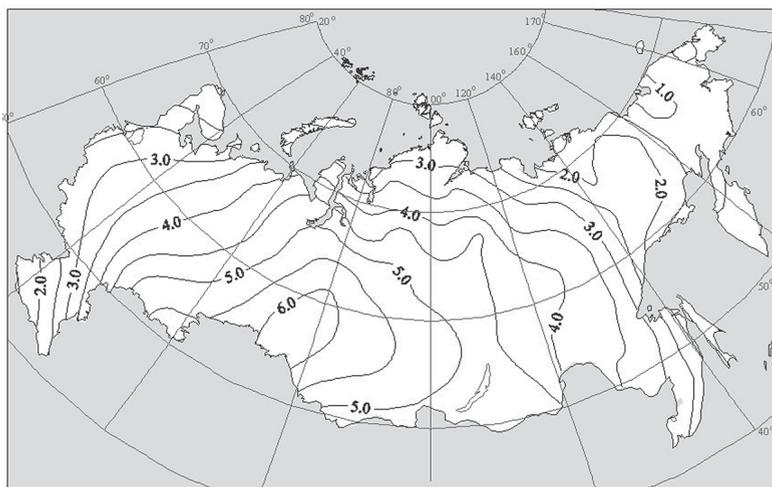


Рис. 8. Оценки ожидаемых изменений приповерхностной температуры на территории России в марте при синхронном повышении глобальной температуры на 1°C (оценки получены по данным Университета Восточной Англии).

Выводы

Размах годового хода температуры существенно выше в северном полушарии, где он составляет около $13,1^{\circ}\text{C}$. Многолетняя средняя месячная температура меняется здесь от $7,9^{\circ}\text{C}$ в январе до $\sim 21^{\circ}\text{C}$ в июле. Аналогичные оценки составляют $5,7^{\circ}\text{C}$ для южного полушария (интервал от $10,6$ до $16,3^{\circ}\text{C}$) и около $3,8^{\circ}\text{C}$ для Земного шара (интервал от $12,1$ до $15,9^{\circ}\text{C}$).

Доминирующую роль в сезонном ходе приповерхностной температуры Земного шара играет Северное полушарие.

Амплитуда сезонного хода глобальной температуры на порядок превосходит ее изменение за 100 лет.

Отклик сезонной региональной приповерхностной температуры на изменение глобальной температуры для январских температур более интенсивный, чем для годовых и июльских. Наиболее интенсивный положительный отклик зимой имеет место в северных районах Северной Америки и Евразии, слабый отрицательный отклик наблюдается в районе Гренландии, Гольфстрима, Атлантического побережья Антарктиды, Чукотки. В июле положительный отклик значительно более слабый, а отрицательные отклики пренебрежимо малы.

Предельные оценки (перцентиль 97,5%) отклика среднегодовой, январской и июльской температуры значительно интенсивнее и практически всюду положительны.

Приведенные результаты представляют не только научный интерес, но могут быть полезны для практического использования в хозяйственной деятельности.

Статья подготовлена при частичной поддержке гранта Президента РФ НШ-4586.2008.5 и грантов РФФИ 08-05-00629-а, 09-05-13565-офи-ц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Семенов С. М., Израэль Ю. А., Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2008. Изменения глобальной температуры и региональные риски при некоторых стабилизационных сценариях антропогенной эмиссии диоксида углерода и метана. 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. 24-36.

Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G., 1999. Surface air temperature and its variations over the last 150 years. *Reviews of Geophysics*. V. 37. P. 173-199.

Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., Jones P. D. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research* 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.

АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ОСАДКОВ С УЧЕТОМ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ: ПРИМЕНЕНИЕ В ЭКОСИСТЕМНОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

О. А. Анисимов¹⁾, Е. Л. Жильцова, О. К. Захарова

Россия, 199053 Санкт-Петербург, 2-ая Линия В. О., д. 23, Государственный гидрологический институт, ¹⁾ oleg@oa7661.spb.edu

Реферат. Для многих прогностических задач моделирования экосистем требуется информация о частоте и вероятности превышения метеовеличинами определенных пороговых значений на интервалах времени порядка нескольких десятилетий. Для прогноза их изменчивости на одно-два десятилетия разработан метод, использующий суперпозицию долгопериодной трендовой составляющей, определяемой расчетами по гидродинамическим моделям за достаточно продолжительные интервалы времени (порядка 100 лет), и составляющей, описывающей изменчивость на десятилетних интервалах с учетом преобладающих форм атмосферной циркуляции. Последняя рассчитывается при помощи эмпирико-статистической модели с использованием рядов длительных наблюдений 455 метеостанций на территории России с применением типизации форм атмосферной циркуляции. Получены карты изменчивости зимних и летних температур воздуха и сумм осадков в условиях преобладания каждой из трех форм атмосферной циркуляции в классификации Вангенгейма-Гирса.

Ключевые слова. Изменение климата, циркуляция атмосферы, изменчивость.

PREDICTIVE ANALYSIS OF SPATIAL PATTERNS OF THE AIR TEMPERATURE AND PRECIPITATION UNDER DIFFERENT ATMOSPHERIC CIRCULATION MODES: IMPLICATIONS IN ECOSYSTEM MODELLING

О. А. Anisimov¹⁾, Е. Л. Ziltcova, О. К. Zaharova

State Hydrological Institute, 23, Second Line V. O., 199053 St.Petersburg, Russia,
¹⁾ oleg@oa7661.spb.edu

Abstract. Predictive ecosystem modeling requires information about the probability for the meteorological parameters to exceed the prescribed thresholds within the decadal-scale time intervals. Variability at such intervals depends on the interplay between the components associated with the century-scale trends and variations governed by changes in the atmospheric circulation. The century-scale component may be predicted using the GCMs.

The second component has been evaluated using the results from empirical climate model forced with data from 455 Russian weather stations, and data on atmospheric circulation types. The paper presents maps showing iconic patterns of winter and summer temperature and precipitation fields corresponding to each of the three atmospheric circulation modes defined by classification by Vangengeim and Girs.

Keywords. Climate change, atmospheric circulation, variability.

Введение

Точность и возможность решения ряда прогностических задач моделирования экосистем лимитируется отсутствием информации о пределах будущей изменчивости и статистической структуре полей метеоэлементов, в первую очередь температуры воздуха и осадков, на интервалах времени порядка одного-двух десятилетий. Гидродинамические модели, с помощью которых строят проекции климата на будущее, не могут реалистично описать последовательность состояний атмосферы и океана и воспроизвести их реальную циркуляцию на таких временных масштабах. Это ограничение является принципиальным и неустранимым для гидродинамических моделей, каждая из которых генерирует лишь один из возможных путей развития климата, и лишь осреднение ансамбля таких расчетов по большему интервалу, порядка 30 лет, дает результаты удовлетворительной достоверности. Между тем, столь большой масштаб осреднения во времени не удовлетворяет требованиям многих современных задач прогноза последствий изменения климата. В полной мере это относится к задачам моделирования экосистем. Отклик таких систем на изменение климата управляется нелинейными механизмами, в том числе пороговыми. Для прогноза их поведения необходимо оценивать вероятность превышения метеовеличинами заданных пороговых значений на интервалах времени порядка одного-двух десятилетий.

До недавнего времени основные усилия по совершенствованию гидродинамических моделей были направлены на увеличение их пространственного разрешения, и в этом были достигнуты определенные успехи. Разрешение лучших глобальных моделей составляет менее 200 км. Получили развитие и региональные климатические модели с высоким, порядка нескольких десятков километров, разрешением, в том числе и для территории России (Школьник и др., 2005; Школьник и др., 2007). Вместе с тем вопрос об увеличении разрешения во времени климатических сценариев (было бы ошибочным подменять его временным шагом расчетов по моделям) оставался вне дискуссий. Как известно, расчеты по моделям погоды, по своей сути немногим отличающимся от климатических моделей, проводятся на период в не-

сколько суток, после чего достоверность прогноза значительно уменьшается. При заблаговременности в десять и более дней достоверный прогноз получить невозможно. Это связано с наличием точек бифуркации климатической системы, в которых ее поведение может спонтанно меняться. Из-за этого гидродинамические модели не могут воспроизвести или же предсказать реальную последовательность состояний атмосферы и океана и их циркуляцию на временных масштабах более нескольких суток. Вместе с тем, гидродинамические модели могут от заданных начальных условий с шагом в несколько часов генерировать по детерминированным физически обоснованным алгоритмам некоторую последовательность сменяющих друг друга внутренне согласованных состояний атмосферы и океана, имитируя синоптические процессы. Такая имитация не претендует на прогноз синоптической обстановки в какой-либо конкретный период времени в будущем. Однако есть основания полагать, что при осреднении модельных результатов за интервал порядка 30 лет они приближаются к осредненным за такой же промежуток времени параметрам реальной климатической системы. При осреднении за меньший промежуток времени точность уменьшается и на десятилетнем интервале становится весьма низкой. В современной климатологии на таких временных масштабах принято говорить о климатической изменчивости. При общем понимании важности ее прогноза, необходимых для этого методов создано пока не было. Лишь относительно недавно появились первые работы, в которых выдвигается концепция «беспшовного» прогноза, т. е. такого построения гидродинамической модели и расчетов по ней, которое позволяет охватить все масштабы времени, от метеопрогноза на несколько дней, недель и месяцев, до прогноза (сценария) изменчивости в масштабах десятилетия и климатического сценария столетнего масштаба (Toth et al., 2007). Показательно, что на третьей Всемирной климатической конференции в 2009 году развитие методов «беспшовного» прогноза а также прогноза климатической изменчивости на одно-два десятилетия были обозначены как наиболее приоритетные и актуальные направления гидродинамического моделирования.

Между тем уже сейчас можно предложить метод прогностической оценки изменчивости климатических характеристик на одно-два десятилетия, в основе которого лежит синтез результатов, получаемых по гидродинамическим и эмпирико-статистическим моделям. В данной работе рассматривается изменчивость приземной температуры воздуха и осадков на территории России. Предлагаемый метод использует суперпозицию долгопериодной трендовой составляющей рассматриваемых величин, определяемой расчетами по гидродинамическим моделям за достаточно продолжительные интервалы времени (порядка 100 лет), и составляющей, описывающей изменчивость на десятилетних интервалах с учетом преобладающих форм

атмосферной циркуляции. Эта составляющая определяется на основе анализа данных наблюдений и эмпирико-статистического моделирования. Далее кратко излагаются принципы построения эмпирико-статистической модели полей температуры воздуха и осадков, учитывающей особенности атмосферной циркуляции, анализируются результаты расчетов по этой модели для территории России и сопредельных регионов и предлагается прогностическая оценка изменчивости температуры и осадков на период одно-два десятилетия.

Эмпирико-статистическое моделирование полей температуры и осадков с учетом атмосферной циркуляции

В ряде предшествующих публикаций была представлена эмпирико-статистическая модель климата, при помощи которой были получены прогнозы среднегодовой температуры воздуха для регионов Северного полушария и сезонных температур для территории России (Анисимов, Белолуцкая, 2003; Анисимов и др., 2007). Напомним, что в основе этой модели лежит анализ взаимосвязи изменений глобальной $T_{г\text{л}}(t)$ и региональных $T_{р}(t)$ температур воздуха, осредненных за месяц, сезон или год. Глобальная температура выступает в качестве предиктора регрессионной модели; предполагается, что для заданных сценариев эмиссии парниковых газов ее прогноз может быть получен независимыми методами. Математический формализм такой модели отражает следующее уравнение:

$$T_{р}(t) = a_{р} T_{г\text{л}}(t) + b_{р} + n(t), \quad (1)$$

где $a_{р}$ и $b_{р}$ – коэффициенты линейной связи глобальной и региональной температуры воздуха; $n(t)$ – слагаемое, учитывающее влияние стохастических факторов и процессов синоптического масштаба. В указанных выше предшествующих работах предполагалось, что влияние синоптических процессов можно свести к минимуму путем скользящего временного осреднения рядов $T_{г\text{л}}(t)$ и $T_{р}(t)$ за период $\Delta t_i = t_{i+1} - t_i$ порядка десятилетия, при этом:

$$\int_{t_i}^{t_{i+1}} n(t) dt \rightarrow 0 \quad (2)$$

В этом случае, полагая, что коэффициент $b_{р}$ не зависит от времени, можно переписать уравнение (1) в следующем виде:

$$\Delta T_{р}(t_i) = a_{р} \Delta T_{г\text{л}}(t_i). \quad (3)$$

В уравнении (3) $\Delta T_{р}$ и $\Delta T_{г\text{л}}$ – изменения региональной и глобальной температуры воздуха за рассматриваемый промежуток времени

порядка одного-двух десятилетий, линейный коэффициент α рассчитывается методом наименьших квадратов по длительным рядам наблюдений и характеризует региональную чувствительность климата к изменению глобально осредненной температуры воздуха на 1°C . Дисперсию этого коэффициента σ_α можно рассматривать в качестве индикатора обоснованности эмпирической модели изменения температуры воздуха в данном регионе. Заметим, что аналогичный подход использовался в работе (Семенов и др., 2008) с тем лишь различием, что значения региональной чувствительности среднегодовой температуры воздуха и ее дисперсии рассчитывались для всего Земного шара в узлах регулярной пространственной сетки $5^\circ \times 5^\circ$, при этом использовались приведенные к узлам сетки данные наблюдений за период 1910-2005 гг.

С современных позиций указанные выше работы имеют, главным образом, аналитическую направленность, их прогностическая сила весьма низка. Причина заключается в противоречивости временных масштабов, используемых в изложенной эмпирической модели. Для пояснения этого тезиса уместно провести параллель с гидродинамическими моделями, точность расчетов по которым при осреднении за промежутки времени менее 25-30 лет крайне низкая. Схожая ситуация возникает и при эмпирико-статистическом моделировании. Предположение о пренебрежимо малом влиянии на региональную чувствительность процессов синоптического масштаба, отображаемое уравнением (2), требует осреднения за достаточно длительный период, что не согласуется с распространением прогностических результатов модели на интервал времени порядка одного-двух десятилетий. В гидродинамических моделях преодолеть это противоречие крайне сложно, если вообще возможно. Предлагаемая для этого новая концепция «бесшовного» моделирования пока не принесла никаких практических результатов. В рамках эмпирико-статистического моделирования ситуация иная. Прогностическую силу эмпирико-статистической модели на десятилетнем масштабе времени можно значительно повысить, уменьшив неопределенность, связанную с влиянием синоптических процессов и выделив различные моды атмосферной циркуляции. Для каждой из таких мод можно установить пространственные закономерности распределения аномалий температуры и осадков и далее использовать их для анализа и прогноза климатической изменчивости на интервалах порядка одного-двух десятилетий. Сами циркуляционные моды можно определить различными методами.

В современной климатологии большое распространение получили различные индексы, отражающие развитие аномалий циркуляции в атмосфере, рассчитываемые по данным давления на уровне моря и значениям геопотенциальной высоты изобарической поверхности 500 гПа. Наибольшее распространение получили индекс арктиче-

ского колебания, индекс северо-атлантического колебания, индекс северо-тихоокеанского колебания и индекс южного колебания. Для территории России, расположенной в восточном секторе северного полушария, наиболее показательными являются индексы северо-атлантического и арктического колебаний.

Индекс Арктического колебания (АК или АО) используется для исследования глобальных аномалий циркуляции в стратосфере Северного полушария. Значения этого индекса вычисляются по данным давления на уровне моря в регионе Северного полушария в широтной зоне 20 с.ш – 90 с.ш. или по аномалиям высоты геопотенциальной поверхности 1000 (или 700) гПа в узлах регулярной сетки, нормализованным относительно базового периода. Этот индекс характеризует интенсивность западного переноса и полярного вихря в стратосфере. Индекс Северо-Атлантического Колебания (САК или NAO) является обобщенной метрикой состояния циркуляции в средних широтах Северной Атлантики и отражает колебание атмосферной массы между севером и югом Северной Атлантики с центрами в районе Исландии (минимум) и в районе Азорских островов (максимум). Индекс САК вычисляется как разность нормированных значений давления на уровне моря на станциях Гибралтар и Рейкьявик и характеризует интенсивность западного переноса в атлантико-европейском секторе земного шара. Согласно многочисленным исследованиям, Северо-Атлантическое колебание в значительной степени определяет погоду (интенсивность и траектории циклонов и штормов, аномалии осадков и приземной температуры воздуха) в зимний сезон на акватории Северной Атлантики, в большинстве стран Европы и на европейской территории России. Однако процессы, происходящие в атмосфере к востоку от Урала, над территорией Сибири и Дальнего Востока, то есть на большей части российской территории, индекс САК не отражает столь же явным образом.

Не отрицая того, что рассмотренные индексы могут быть объективно рассчитаны по данным наблюдений, имеют глубокий физический смысл и приносят практическую пользу, отметим, что они сильно упрощают реальную циркуляционную картину. Принципиально иные детальные классификации были разработаны более 60 лет назад Вангенгеймом и Гирсом (Гирс, 1960) и независимо от них Дзердзеевским (Дзердзеевский, 1968, 1975). В отличие от рассмотренных индексов, рассчитываемых по точечным данным, эти классификации основаны на анализе пространственных закономерностей поля атмосферного давления и распределения типичных барических образований во всем северном полушарии. По сути эти весьма близкие классификации в континууме состояний барического поля атмосферы выделяют типичные моды циркуляции, характеризующиеся различным соотношением зонального и меридионального переноса.

Классификация Б. Л. Дзерdzeевского выделяет 4 группы циркуляции: I – зональная, когда блокирующие процессы отсутствуют и отмечаются одновременные выходы южных циклонов в двух-трех секторах полушария; II – группа нарушения зональности, когда при антициклоне на полюсе формируется один блокирующий процесс и 1-3 выхода южных циклонов в разных секторах; III – меридиональная северная группа, когда при антициклоне на полюсе отмечается 2-4 блокирующих процесса и столько же выходов южных циклонов; IV – меридиональная южная, когда наблюдается циклоническая циркуляция над Арктикой, которая определяется развитием циклонической деятельности на арктическом фронте и регенерацией на нем приходящих с юга в высокие широты окклюдированных циклонов.

Несколько иная классификация была разработана в 1930-е годы Г. Я. Вангенгеймом для атлантико-евразийского сектора и затем распространена А. А. Гирсом на все северное полушарие. Эта классификация учитывает распределение длинных волн в тропосфере и нижней стратосфере. В основе ее лежит понятие элементарного синоптического процесса, для которого в течение всего времени сохраняется знак аномалии барического поля и основные траектории движения воздушных масс. Было выделено 26 типов таких процессов, сгруппированных затем в 3 основные формы циркуляции, обозначаемые W, E, C (для американо-тихоокеанского сектора – Z, M1, M2). Форма циркуляции W («западная») представляет собой слабо возмущенный западный перенос, когда атмосферные волны малой амплитуды движутся в целом вдоль параллелей, а межширотный обмен ослаблен; при этом на севере умеренной зоны и в приполярных областях формируется отрицательная аномалия приземного давления, в то время как в южных районах умеренной зоны и в субтропиках происходит формирование области положительной аномалии приземного давления. Формы E («восточная») и C («меридиональная») представляют собой стационарные волны большой амплитуды, различным образом локализованные географически. При господстве обеих этих форм активизируется меридиональный перенос. При форме E хорошо развиты исландская и алеутская депрессии, а их ложбины распространяются на северо- и юго-восток, азорский и гонолульский антициклоны смещены к западу, сибирский антициклон зимой, как правило, смещен к западу и ослаблен, субтропическая зона высокого давления расчленена, над Европой и западной частью Америки наблюдаются стационарные антициклоны или их гребни. При форме C локализация основных гребней и ложбин в целом обратна той, которая наблюдается при форме E: исландская и алеутская депрессии сильно заполнены и на их месте могут образовываться гребни субтропического максимума, субтропическая зона высокого давления расчленена, субтропические антициклоны смещены к северу, сибир-

ский антициклон хорошо развит и зачастую сливается с полярным антициклоном, северо-американский циклон смещается в восточную часть Америки, над Европой и Западной Америкой формируются области пониженного давления, обусловленные преобладанием «ныряющих» циклонов (Гирс, 1960).

Анализ климатической изменчивости с учетом форм атмосферной циркуляции

Для установления зависимостей между атмосферной циркуляцией и пространственным распределением аномалий температуры воздуха и осадков были использованы данные суточного разрешения по формам циркуляции в классификации Ван-генгейма – Гирса за период 1891-2008 гг. и данные месячного разрешения по температуре и осадкам 455 метеорологических станций, расположенных на территории бывшего СССР (архив Г. В. Грузы). По суточным данным о циркуляции были построены архивы повторяемости каждой из форм месячного и сезонного разрешения. Повторяемость здесь и далее определяется как отношение суммарного числа дней с данной формой циркуляции к общему числу дней в рассматриваемый период (месяц или сезон), выраженное в процентах. На рис. 1 представлены графики временного хода повторяемости каждой из трех циркуляционных форм W, E и C для зимы и лета. На графиках отчетливо прослеживаются изменения векового хода форм циркуляции за последние 40 лет как в зимний, так и в летний сезоны. С начала 1970-х годов имело место заметное увеличение повторяемости формы W. Зимой увеличение было более сильным, чем летом, повторяемость выросла с 20 почти до 60%, однако в начале 2000-х гг. наметилась явная тенденция к понижению. В точности противофазные изменения повторяемости отмечены для формы E. Повторяемость формы C в целом много ниже, чем любой другой, в среднем за сезон она составляет около 20%. В летний сезон изменения повторяемости каждой из циркуляционных форм были схожи с зимними, но меньшими по величине. Отметим, что при сезонном осреднении графики повторяемости каждой из форм значительно более сглаженные, чем при месячном. Так, на всем рассматриваемом периоде можно выделить лишь 8 лет, в которые повторяемость формы W в среднем за зиму превышала 60%, при месячном осреднении число таких лет для января составляет 17. При уменьшении порога до 50% эти цифры составляют, соответственно 20 и 31 год. Из отдельных лет, характеризующихся преобладанием в рассматриваемый период (месяц или сезон) какой-либо одной формы циркуляции, можно составить дискретные ряды наблюдений, на основе которых проводить дальнейший анализ полей метеоэлементов. Предварительно из полного ряда наблюдений необ-

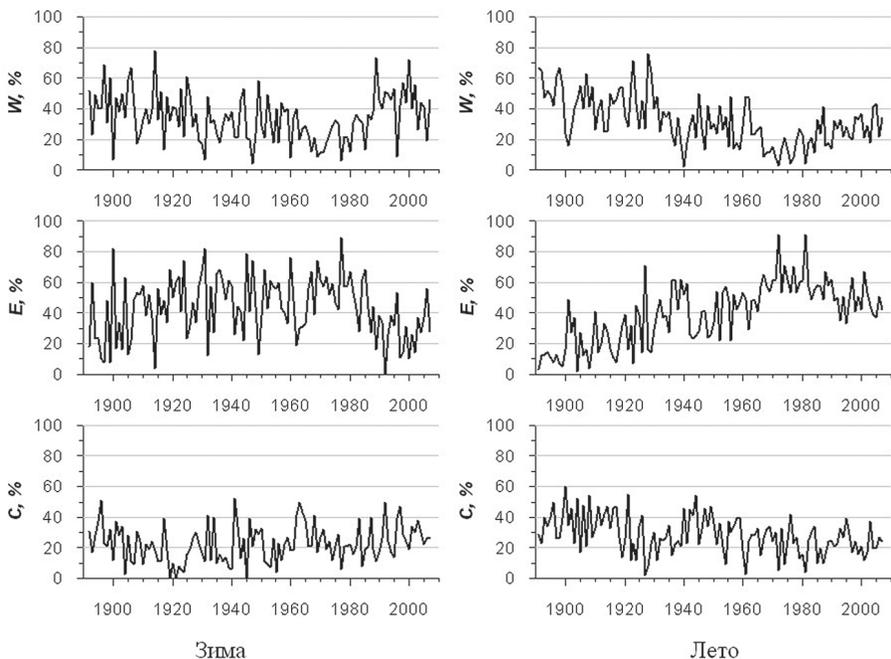


Рис. 1. Временные ряды повторяемости (суммарной продолжительности) для каждой из трех циркуляционных форм W, E и C в процентах от продолжительности рассматриваемого периода для зимы и лета.

ходимо удалить тренды, обусловленные долгопериодными климатическими изменениями.

Основополагающей гипотезой эмпирико-статистической модели является предположение о том, что каждой из циркуляционных форм соответствует вполне определенная и достаточно устойчивая картина распределения аномалий температуры воздуха и осадков, осредненных за отдельные месяцы или сезоны года. Для проверки этой гипотезы использовались дискретные ряды лет, в которые длительность какой-либо одной циркуляционной формы в заданный месяц или сезон превышала 50%. Был также рассмотрен ряд оставшихся лет, когда ни одна из форм циркуляции не преобладала. Такие ряды были составлены для каждого из 12 месяцев, а также для зимнего и летнего периодов. По ним для территории России и прилегающих регионов были рассчитаны аномалии температуры воздуха и атмосферных осадков по отношению к нормам за период 1961-1990 гг. Карты аномалий температуры для января, апреля, июля и октября представлены на рис. 2. Месячная дискретизация была выбрана для того, чтобы обеспечить достаточную продолжительность рядов с

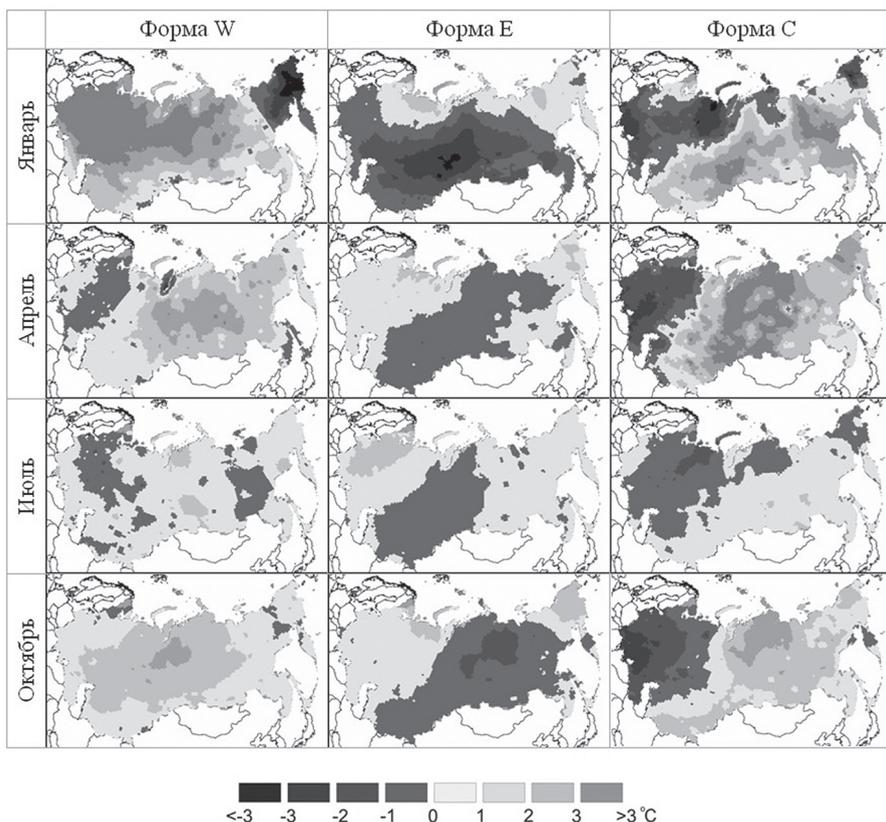


Рис. 2. Аномалии температуры воздуха (°C) (по отношению к норме 1961-90 гг.) для дискретных рядов лет с преобладанием каждой из форм циркуляции (W, E, C). Январь: ряд W – 32 года, E – 39, C – 10; апрель: W – 17, E – 58, C – 13; июль: W – 14, E – 47, C – 26; октябрь: W – 39, E – 34, C – 13.

преобладанием каждой из циркуляционных форм. На картах можно выделить существенно различающиеся для трех форм циркуляции устойчивые картины пространственного распределения аномалий температур и осадков на территории России. Отметим, что выделенные по месячным данным закономерности характерны также и для сезонов в целом, которые они представляют, однако при сезонном осреднении продолжительность некоторых дискретных рядов весьма невелика, что затрудняет анализ.

В январе (рис. 2) при циркуляции W почти на всей территории бывшего СССР, исключая Дальний Восток и горные пояса Кавказа, Саяно-Алтая и Памира, преобладают ярко выраженные (2-3°С и

более) положительные аномалии температуры, сменяясь на севере Дальнего Востока столь же ярко выраженными отрицательными. При циркуляции E север Дальнего Востока и районы Крайнего Севера охвачены положительной температурной аномалией, в то время как практически на всей оставшейся территории имеют место отрицательные аномалии, небольшие по величине на Европейской части, на юге Дальнего Востока и в Средней Азии, и значительные, более 3°C в Западной и Центральной Сибири. При циркуляции С сильно выраженные отрицательные аномалии температуры характерны для всей Европейской части России, достигая максимума на ее северо-востоке, тогда как на большей части остальной территории аномалии положительны и достигают наибольших значений на севере Дальнего Востока и юге Западной Сибири. В июле (рис. 2) картина распределения температурных аномалий выглядит гораздо менее ярко, прежде всего, вследствие меньшей изменчивости температуры в этом сезоне, однако и здесь можно заметить циркуляционно обусловленные различия. Так, при циркуляции W небольшие положительные аномалии имеются на юге Европейской части и в Сибири, при циркуляции E они занимают почти всю Европейскую часть, тогда как в центре Сибири наблюдается небольшая отрицательная аномалия, а при циркуляции С некоторые отрицательные аномалии отмечаются почти повсеместно на Европейской части и на севере Сибири, а положительные – на всей южной и восточной Сибири. Распределения температурных аномалий в апреле и в октябре (рис. 2) во многом схожи. При формах W и С можно отметить обширную область с положительной аномалией на всей азиатской части страны и обратную этой картину при форме E со слабой отрицательной аномалией на всей территории Сибири. Показательно, что температурные аномалии более выражены в годы с преобладанием какой-либо одной циркуляционной формы, чем в годы, когда ни одна из форм не доминирует.

Сравнение полученных результатов дает возможность оценить средние показатели изменчивости температуры воздуха при смене циркуляционных форм. На рисунке 3 приведены карты амплитуды таких изменений, определяемой как наибольшая разность месячных температур, соответствующих различным парам мод атмосферной циркуляции (т.е. разности карт W, E и С на рисунке 2). Видно, что изменчивость температуры, обусловленная сменой циркуляционных форм, имеет явно выраженный сезонный ход и географическое распределение. Амплитуда таких изменений максимальна зимой, достигая 7°C в центральной части и на северо-востоке Европейской территории и на юге Западной Сибири и минимальна летом, когда перепады температуры при смене циркуляционных форм не превышают 1°C на всей Азиатской части и на юге Европейской территории, и редко превышают 2°C на остальной части страны.

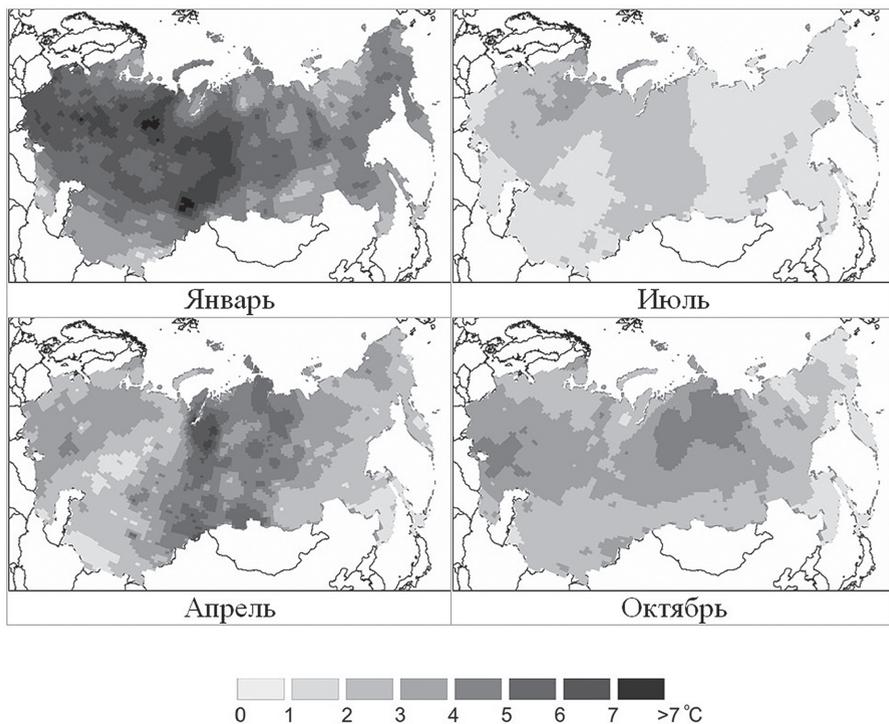


Рис. 3. Амплитуды изменения температуры воздуха, обусловленные преобладанием разных форм циркуляции.

Что касается осадков, их распределение носит гораздо более мозаичный характер, однако и здесь связь с типом циркуляции прослеживается (рис. 4). При преобладании формы W можно отметить положительные аномалии на большей части территории России, прослеживаемые вплоть до Якутии, что вполне согласуется с преобладанием западного переноса теплых и влажных атлантических воздушных масс. В летние месяцы (особенно показателен июль на рис. 4) поле аномалий осадков более контрастно, на Европейской территории по-прежнему преобладают сильные положительные аномалии, до 15 мм/мес, в отдельных районах и более. Однако в ее юго-западной части и вблизи Урала появляются области со столь же сильными отрицательными аномалиями, которые охватывают весь юг Сибири от Урала до Приморья. При преобладании формы E возникает почти инверсионное распределение аномалий. Область отрицательных аномалий охватывают почти всю Европейскую территорию и продолжается далеко на восток, в зимние и весенние месяцы достигая Приморья.

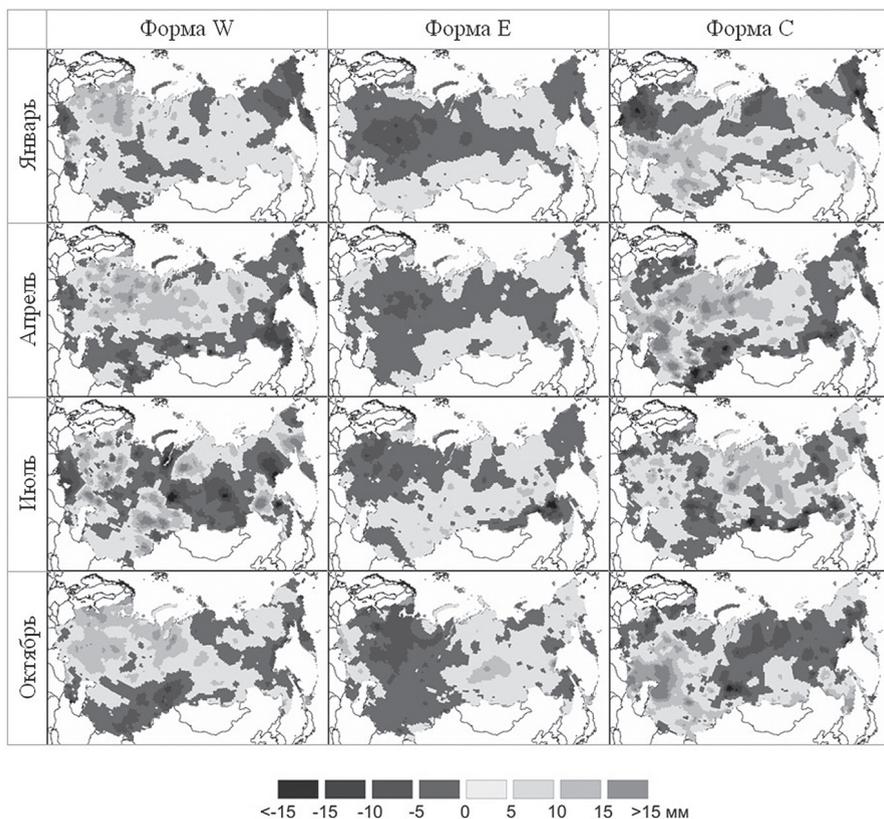


Рис. 4. Аномалии количества осадков (мм) (по отношению к норме 1961-90 гг.) для дискретных рядов лет с преобладанием каждой из форм циркуляции (W, E, C). Январь: ряд W – 32 года, E – 39, C – 10; апрель: W – 17, E – 58, C – 13; июль: W – 14, E – 47, C – 26; октябрь: W – 39, E – 34, C – 13.

Небольшие положительные аномалии характерны во все сезоны для юга Сибири, а летом и осенью охватывают всю Сибирь и Якутию. При форме С распределение аномалий осадков напоминает наблюдаемое при W с тем отличием, что области положительных аномалий на Европейской территории смещены к югу, а на севере и западе ЕТР аномалии преимущественно отрицательны.

По аналогии с амплитудой изменчивости температурного поля, можно рассчитать контрастность выпадения осадков при смене форм атмосферной циркуляции. Результаты таких расчетов представлены на рисунке 5. Из них следует, что в зимние и весенние месяцы изменчивость осадков, обусловленная сменой циркуляционных форм,

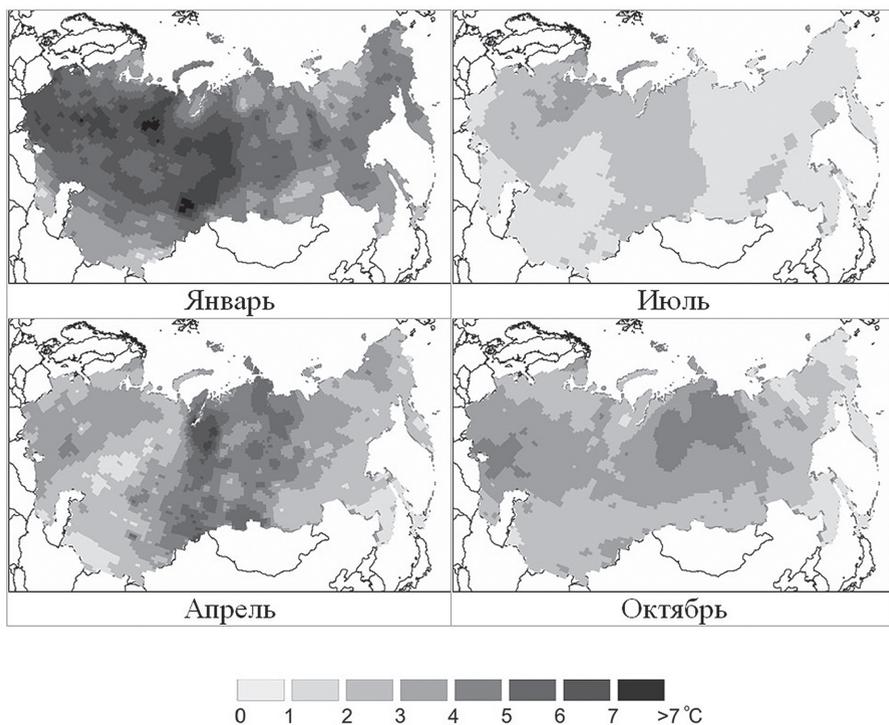


Рис. 5. Амплитуды изменения количества осадков (мм), обусловленные преобладанием разных форм циркуляции.

очень невелика (амплитуда в пределах 5-10 мм/мес.) в Сибири и Якутии, и заметно выше, до 25 мм/мес., на Европейской территории. В летние месяцы изменчивость повсеместно выше, амплитуда имеет сложное распределение по территории. Осенью картина постепенно сглаживается и постепенно формируется область более высокой изменчивости на Европейской территории.

В заключение отметим возможность применения полученных результатов в прогностических целях для оценки климатической изменчивости на интервалах времени порядка одного-двух десятилетий. На таком временном интервале наряду с процессами синоптического масштаба, воздействие которых на поля температуры и осадков обобщенно отражено на представленных выше картах, может оказывать воздействие долгопериодная составляющая изменения климата. Ее можно оценить при помощи гидродинамического моделирования и на относительно небольшом интервале времени характеризовать линейным региональным трендом. Вместе с тем, даже при самых

агрессивных сценариях эмиссии парниковых газов, обусловленные долгопериодными трендами приращения температуры и осадков на десятилетнем интервале значительно меньше аномалий, определяемых циркуляционными факторами. По этой причине они вносят малый вклад в общую изменчивость.

Проводя аналогию с традиционной прогностической климатологией, можно говорить о различных сценариях климатической изменчивости, принимая во внимание то, что имеются три основные источника неопределенности. Первые два из них связаны со сценариями эмиссии парниковых газов и выбором гидродинамической модели или ансамбля моделей. Они влияют на долгопериодную составляющую. По указанной выше причине эти неопределенности не сказываются заметным образом на прогнозе климатической изменчивости десятилетнего временного масштаба. Иного рода неопределенность связана с соотношением повторяемости различных форм циркуляции при изменении климата, прогнозировать которую на десятилетние интервалы времени можно лишь экстраполяционными методами, используя данные за предшествующий период. Так, например, после 1980-х гг. происходило увеличение повторяемости формы циркуляции W и уменьшение формы E, при этом форма C также росла, но оставалась заметно ниже первых двух (см. рис. 1). Это дает основание полагать, что в ближайшее десятилетие в полях аномалий температур и осадков будут преобладать закономерности, выявленные для формы W при том, что максимальные отличия от такого режима можно оценить, используя карты на рисунках 3 и 5. В совокупности, полученные результаты позволяют оценить вероятности превышения температурой воздуха и осадками заданных пределов в ближайшие одно-два десятилетия, что существенно расширяет возможности прогностического моделирования динамики экосистем.

Благодарности

Авторы выражают признательность сотрудникам отдела долгосрочных прогнозов Арктического и Антарктического института за предоставление данных о формах атмосферной циркуляции. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00209 и 09-05-13544.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А. 2003. Современное потепление как аналог климата будущего. Физика атмосферы и океана. № 2. С. 211-221.
- Анисимов О. А., Лобанов В. А., Ренева С. А. 2007. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть 21 века. Метеорология и гидрология. № 10. С. 20-30.

Гирс А. А. 1960. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 262 С.

Дзерdzeевский Б. Л. 1968. Циркуляционные механизмы в атмосфере Северного полушария в 20 столетии. М.: Наука. 186 С.

Дзерdzeевский Б. Л. 1975. Общая циркуляция атмосферы и климат. Избранные труды. М.: Наука. 287 С.

Семенов С. М., Израэль Ю. А., Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2008. Изменения глобальной температуры и региональные риски при некоторых стабилизационных сценариях антропогенной эмиссии диоксида углерода и метана. В кн.: Н. П. Лавров, В. И. Коваленко, А. Л. Собисевич (ред.). Изменения климата: влияние внеземных и земных факторов. М.: ИФА РАН. С. 24-37.

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. 2007. Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири. Метеорология и гидрология. № 6. С. 5-18.

Toth Z., Pena M., Vintzileos A. 2007. Bridging the Gap between Weather and Climate Forecasting: Research Priorities for Intraseasonal Prediction. Bulletin of the American Meteorological Society. № 9. P. 1427-1429.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ АЛЬБЕДО ПОВЕРХНОСТИ СУШИ ПРИ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИИ НА КЛИМАТ XVI-XXI ВЕКОВ: ОЦЕНКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КМ ИФА РАН

А. В. Елисеев, И. И. Мохов

Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 3, Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, eliseev@ifaran.ru

Реферат. С климатической моделью Института физики атмосферы Российской академии наук (КМ ИФА РАН) проведены численные эксперименты по оценке изменения климата в ответ на изменение площади сельскохозяйственных угодий. Использовались данные реконструкций для XVI-XX веков и сценарии проекта Land Use Harmonization для XXI века. В численных экспериментах радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы и климатический отклик малы вплоть до начала XVIII века. К концу XX века радиационное возмущающее воздействие при глобальном и годовом осреднении достигает $-0,11$ Вт/м², а для лета, будучи отрицательным, составляет по абсолютной величине несколько Вт/м² на юге Сибири, в юго-восточной Азии, на севере п-ова Индостан, в Индокитае, в Северной Америке, а также в Амазонии и центральной Африке. Это приводит к уменьшению среднегодовой температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы и годовой суммы осадков при глобальном осреднении на $0,11$ К и 7-8 мм/год (0,7%) соответственно. Отклик температуры и осадков максимален в регионах наибольшего распространения сельскохозяйственных угодий, где похолодание составляет от нескольких десятых градуса до $1,5$ К, а уменьшение осадков – от 2 мм/мес. до 15 мм/мес. В модельных расчетах для XXI века глобально осреднённые радиационное возмущающее воздействие при землепользовании и климатический отклик оказались малы. Однако в некоторых регионах обнаружилось значительное уменьшение температуры и осадков, достигающие соответственно нескольких десятых градуса и 1-2 мм/мес.

Ключевые слова. Землепользование, радиационное возмущающее воздействие, сценарии будущих изменений, КМ ИФА РАН.

IMPACT OF LAND SURFACE ALBEDO CHANGES DUE TO LAND USE IN 16TH-21ST CENTURIES CLIMATE: ASSESSMENT EMPLOYING IAP RAS CM

A. V. Eliseev, I. I. Mokhov

A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, 3 Pyzhevsky, 119017 Moscow, Russia, eliseev@ifaran.ru

Abstract. A climate model developed at the A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences (IAP RAS CM) was used for simulation of impacts of a change in agricultural land area on climate. The scenarios considered are the actual change of 16th-20th centuries reconstructed using historical data and projections for 21st century developed in the framework of Land Use Harmonization project. Both radiative forcing at the top of the atmosphere and climate response were small up to the beginning of the 18th century. At the end of the 20th century, the globally averaged annual mean radiative forcing reached $-0,11 \text{ W/m}^2$. In summer, absolute values of radiative forcing reached several W/m^2 in southern Siberia, south-eastern Asia, at the north of the Hindustan peninsula, in Indochina, in North America, in Amazonia, and in central Africa. This caused a decrease in globally averaged annual mean surface air temperature and yearly precipitation total, namely, by $0,11 \text{ K}$ and $7\text{-}8 \text{ mm/yr}$ ($0,7\%$) respectively. Both temperature and precipitation reduction were maximal in the principal agricultural regions: surface air cooling ranged from some tenths to 1.5 K , while reduction in precipitation ranged from 2 mm/mo to 15 mm/mo . In model calculations for the 21st century, the globally averaged radiative forcing and climatic response to the land-use change were small. However, in some regions substantial reductions in temperature (few tenths of K) and precipitation ($1\text{-}2 \text{ mm/mo}$) were found.

Keywords. land use, radiative forcing, future projections, IAP RAS CM

Введение

Землепользование исторически является первым антропогенным воздействием на климат и экосистемы – его начало датируется серединой голоцена (см. ftp://ftp.mnp.nl/hyde/supplementary/land_use/). Уже к началу XVIII века (в доиндустриальный период) 3-6% суши, не покрытой ледовыми щитами была занято постоянными сельскохозяйственными угодьями (Ramankutty, Foley, 1999; Klein Goldewijk, 2001). К концу XX века эта доля возросла до примерно трети площади суши без ледовых щитов (Klein Goldewijk, 2001; Ramankutty et al., 2008).

Наряду с возмущением глобального углеродного цикла (Будько, 1971; Bolin, 1977; Антропогенные изменения..., 1987; DeFries et al., 1999; Global carbon cycle ..., 2004; Sitch et al., 2005; Climate Change 2007, 2007;

Olofsson, Hickler, 2008; Pongratz et al., 2009), землепользование приводит к изменению альbedo поверхности и интенсивности турбулентного переноса тепла и влаги между атмосферой и деятельным слоем почвы (Антропогенные изменения..., 1987; Bonan et al., 1992; Betts, 2000; Sitch et al., 2005; Brovkin et al., 2006, 2009; Bonan, 2008; Pitman et al., 2009). В частности, замена лесов умеренного пояса и бореальных лесов на травяную растительность приводит к общему росту альbedo поверхности, прежде всего из-за эффекта «маскировки» снега древесной растительностью зимой (Bonan et al., 1992; Betts, 2000; Bonan, 2008), что приводит к отрицательному возмущающему воздействию на климат. Кроме того, при этом изменяются интенсивность переноса влаги из почвы в атмосферу растительностью и высота шероховатости, что, в свою очередь, влияет на турбулентный перенос тепла и влаги между поверхностью суши и атмосферой (Bonan et al., 1992; Bonan, 2008). Следует специально отметить, что влияние возмущений различного типа при землепользовании на климат может быть взаимно компенсирующим (Sitch et al., 2005).

Согласно оценкам, приведённым в Четвёртом отчёте МГЭИК (Climate Change 2007, 2007), современное радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы из-за изменения альbedo при замене естественной растительности на сельскохозяйственные угодья составляет от нуля до $-0,4$ Вт/м² (с центральным значением $-0,2$ Вт/м²) с характерным пространственным масштабом климатического отклика от локального до континентального (см. также Mynre et al., 2005). В частности, в рамках проекта сравнения моделей климата промежуточной сложности (Claussen et al., 2002; Petoukhov et al., 2005) общее похолодание климата из-за общего увеличения альbedo поверхности суши за последние несколько столетий составило $0,13-0,25$ К (Brovkin et al., 2006). При этом следует специально отметить, что современное понимание значения различных климатических процессов, влияющих на отклик климата на такое радиационное воздействие, является недостаточным (Climate Change 2007, 2007). В настоящее время в рамках проекта LUCID (Land-Use and Climate, Identification of Robust Impacts) проводится сравнение отклика климатических моделей общей циркуляции на возмущающее воздействие при землепользовании (Pitman et al., 2009).

Целью настоящей работы является оценка влияния изменения альbedo поверхности при землепользовании на климат для последних нескольких столетий с использованием климатической модели промежуточной сложности, разработанной в Институте физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН (КМ ИФА РАН) (Petoukhov et al., 1998; Handorf et al., 1999; Мохов и др., 2005; Елисеев и др., 2007) и современных данных о площади распространения сельскохозяйственных угодий, а также оценка соответствующего климатического отклика в XXI веке при различных сценариях изменения этой площади.

Методы и материалы

В работе использовалась версия КМ ИФА РАН (Елисеев и др., 2008; Мохов и др., 2008), в которую дополнительно был включён учёт изменений альbedo поверхности за счёт землепользования. В тёплый период года (с температурой приповерхностной атмосферы $T_{a,s} > 0^{\circ}\text{C}$) в части модельной ячейки, покрытой сельскохозяйственными угодьями, альbedo поверхности задавалось в соответствии с классом «сельскохозяйственные угодья» модели BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) (Dickinson et al., 1986). Среднее альbedo поверхности модельной ячейки вычислялось взвешиванием альbedo сельскохозяйственных угодий α_{agro} и альbedo естественных экосистем α_{nat} в соответствии с долей ячейки f_{agro} , занятой сельскохозяйственными угодьями

$$\alpha = f_{\text{agro}} \alpha_{\text{agro}} + (1 - f_{\text{agro}}) \alpha_{\text{nat}}.$$

Годовой ход листового покрытия естественной и сельскохозяйственной растительности считался одинаковым для обоих типов растительности и рассчитывался в соответствии с моделью BATS. Дополнительно в модель была включена параметризация «маскировки» снега растительностью умеренных и высоких широт: даже в случае наличия снега для указанных типов растительности α_{nat} считалась равным альbedo растительности, а не снега. Для остальных типов растительности при наличии снега альbedo поверхности задавалась равным альbedo снега.

Таким образом, для большинства типов экосистем замена естественной растительности на сельскохозяйственные угодья приводит к увеличению альbedo и охлаждающему радиационному воздействию. Однако для естественной полупустынной растительности расширение сельскохозяйственных угодий летом приводит к уменьшению альbedo и нагревающему радиационному возмущающему воздействию.

В данной работе не учитывались прямое влияние землепользования на состояние атмосферы за счёт изменения интенсивности транспирации влаги растениями и изменения турбулентных потоков тепла между поверхностью суши и атмосферой за счёт изменения высоты шероховатости. В дальнейшем в версии КМ ИФА РАН с более детальной схемой гидрологии почвы (Аржанов и др., 2008) планируется учёт и такого воздействия землепользования на климат.

С КМ ИФА РАН были проведены равновесный численный эксперимент при учёте только потенциальной растительности, а также транзитивные ансамблевые численные эксперименты для 1500-2100 гг. с заданием площади распространения сельскохозяйственных угодий

дий (как посевных площадей, так и лугов) по среднегодовым данным проекта Land Use Harmonization (LUH, <http://luh.unh.edu/data.shtml>) (Hurt et al., 2009). Для XVI-XX веков этот массив основан на данных HYDE 3.1 (Klein Goldewijk, 2001). Оценки будущих изменений распространения экосистем были получены по расчётам с моделями социально-экономического развития AIM, IMAGE, MESSAGE и MiniCAM, выполненным в рамках того же проекта (более подробно см. <http://luh.unh.edu/data.shtml>). Для первой, третьей и четвёртой моделей использовалась версия 1 данных проекта, тогда как для модели IMAGE использовались данные версии 1.1_rc1. Распределение типов естественной растительности задаётся по упрощённой классификации Холдриджа подобно (Аржанов и др., 2008). Для данных площади распространения сельскохозяйственных угодий, полученных с использованием каждой из моделей социально-экономического развития, было проведено три реализации интегрирования КМ ИФА РАН, различающихся между собой начальными условиями. Метод выбора этих начальных условий был подобен использованному в (Демченко и др., 2006).

Результаты

Радиационное возмущающее воздействие

Мгновенное радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы за счёт изменения альbedo поверхности при распространении сельскохозяйственных угодий $F_{\text{TOA,alb}}$ при глобальном и среднегодовом осреднении не превышает по абсолютной величине $0,02 \text{ Вт/м}^2$ вплоть до начала XVIII века (рис. 1). Затем его модуль быстро увеличивается, достигая $0,05 \text{ Вт/м}^2$ к началу XX века и $0,11 \text{ Вт/м}^2$ – к его концу. Последняя величина находится внутри интервала неопределённости, указанного в (Climate Change 2007, 2007), хотя и ниже его центральной оценки. Она также хорошо согласуется с оценкой $0,1 \text{ Вт/м}^2$ (Muyhre et al., 2005), полученной с использованием наиболее современных данных о состоянии растительного покрова и детальной модели радиационного переноса в атмосфере.

В XXI веке глобально осреднённое среднегодовое значение $F_{\text{TOA,alb}}$ при сценариях AIM, IMAGE и MESSAGE монотонно увеличивается по модулю, достигая $-0,13 \text{ Вт/м}^2$ (хотя для первой из этих моделей проявляется небольшое уменьшение абсолютной величины радиационного возмущающего воздействия в последние десятилетия XXI века, рис. 1). В то же время, при сценарии MiniCAM значение $F_{\text{TOA,alb,g}}$ в XXI веке ослабевает, достигая $-0,08 \text{ Вт/м}^2$ в конце столетия.

Охлаждающее радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы $F_{\text{TOA,alb}}$ для конца XX века наиболее велико в летнем полушарии (в тропиках – в течении всего года) в регионах

наибольшего распространения сельскохозяйственных угодий (рис. 2а, б). Здесь оно превышает по абсолютной величине 2 Вт/м^2 на юге Сибири, в юго-восточной Азии, на севере Индостана, в ряде регионов Северной Америки, в Европе, в Амазонии, в центральной Африке, в Индокитае и в Индонезии. Однако летом в регионах естественной полупустынной растительности, в настоящее время занятой сельскохозяйственными угодьями (ряд южных регионов России, север Казахстана, Сахель, Австралия, юг Африки), развивается относительно небольшое положительное $F_{\text{TOA,alb}}$.

В XXI веке при сценариях IMAGE и MESSAGE (рис. 2в-е) на юге Сибири, в Амазонии, в центральной Африке и в регионах Северной Америки дальнейшее увеличение площади сельскохозяйственных угодий приводит к дальнейшему росту модуля $F_{\text{TOA,alb}}$ на несколько десятых Вт/м^2 . При этом уменьшение охлаждающего радиационного воздействия наблюдается на севере Индостана и в ряде регионов Европы. Основное отличие изменения радиационного возмущающего воздействия при сценарии AIM (рис. 2ж, з) от сценариев IMAGE и MESSAGE в XXI веке состоит в уменьшении (а не увеличении) абсолютного значения $F_{\text{TOA,alb}}$ в Амазонии, и, в меньшей степени – на юге Сибири и на западе средних широт Северной Америки. При сценарии MiniCAM (рис. 2и, к) радиационное возмущающее воздействие ослабевает во всех основных регионах распространения сельскохозяйственных угодий.

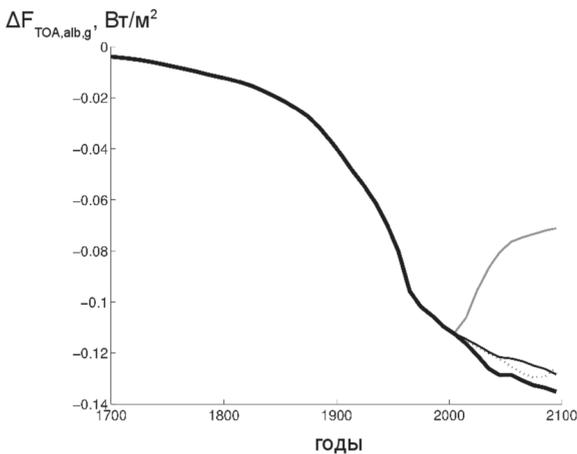


Рис.1. Глобально осреднённое среднегодовое радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы за счёт изменения альбедо при распространении сельскохозяйственных угодий по сценариям AIM (пунктир), IMAGE (чёрная жирная линия), MESSAGE (чёрная сплошная тонкая линия) и MiniCAM (серая кривая).

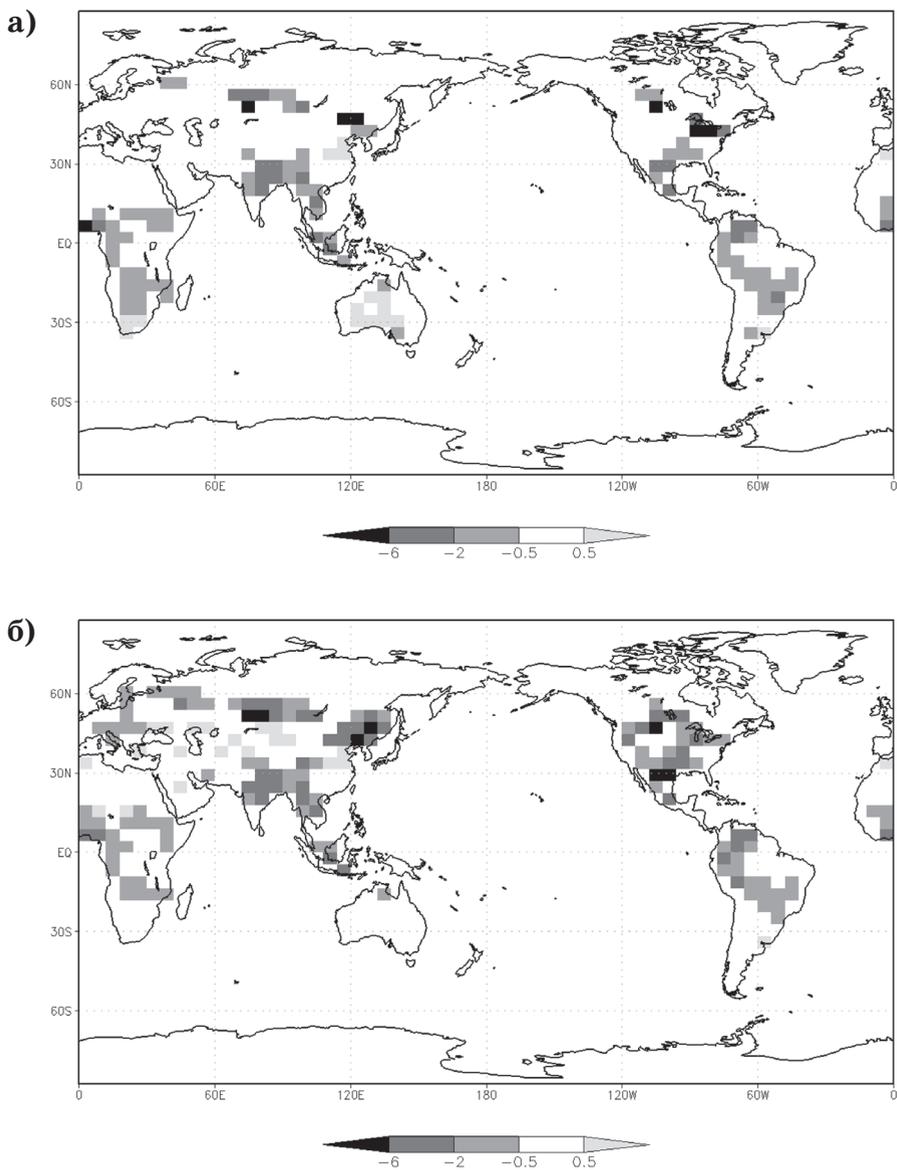


Рис.2. Радиационное возмущающее воздействие (относительно состояния с наличием лишь естественной растительности) $R_{TOA,alb}$ на верхней границе атмосферы [Вт/м²] за счёт изменения альbedo при распространении сельскохозяйственных угодий для 1990-2000 гг. для января (а) и июля (б).

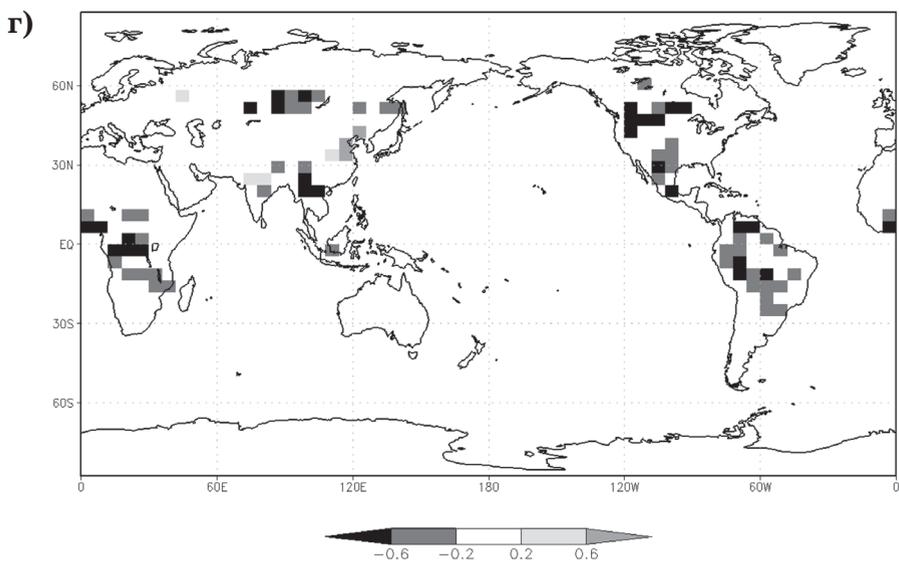
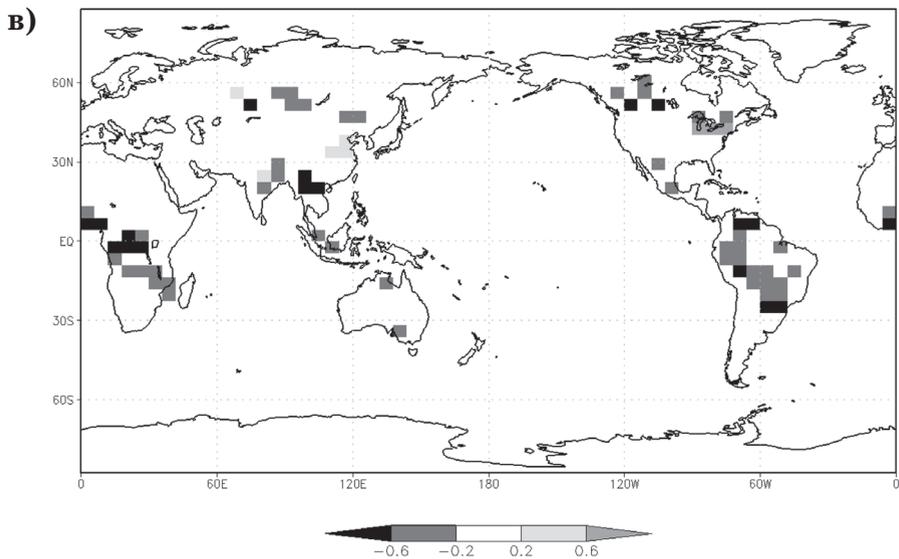
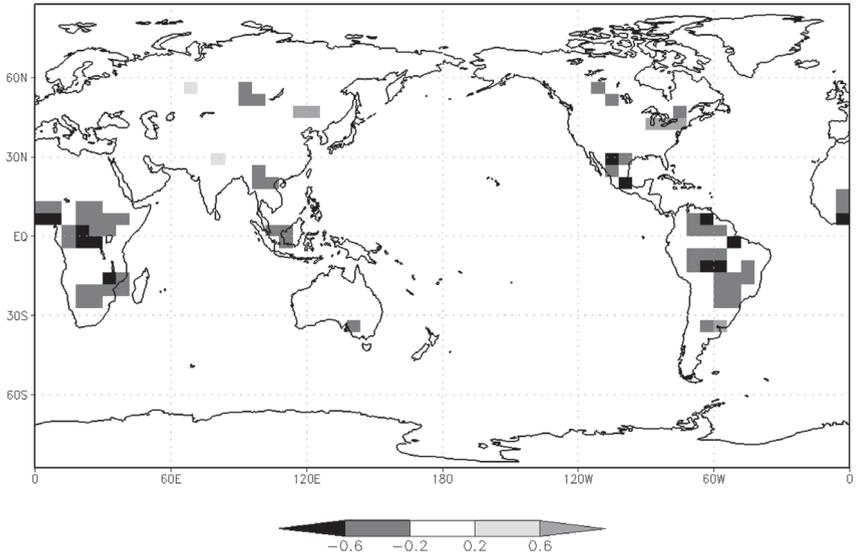


Рис. 2 (продолжение). Изменение $R_{TOA,alb}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии IMAGE для января (**в**) и июля (**г**).

д)



е)

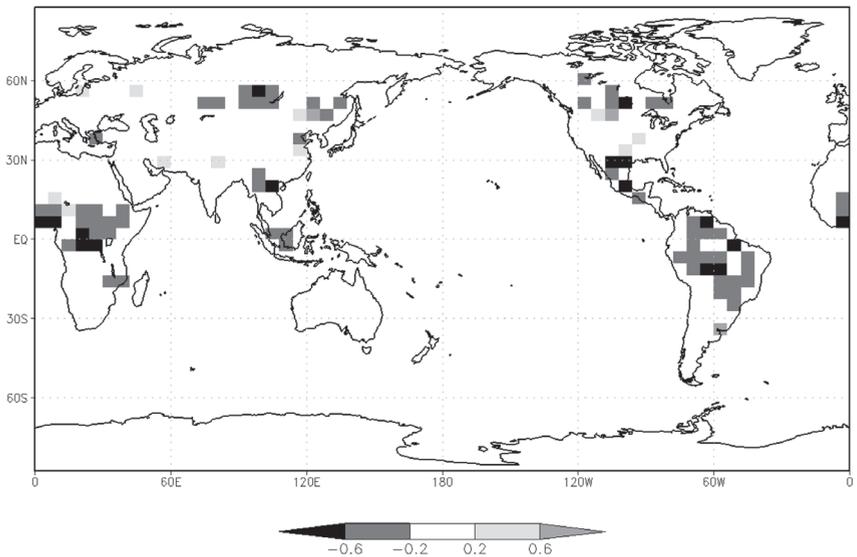
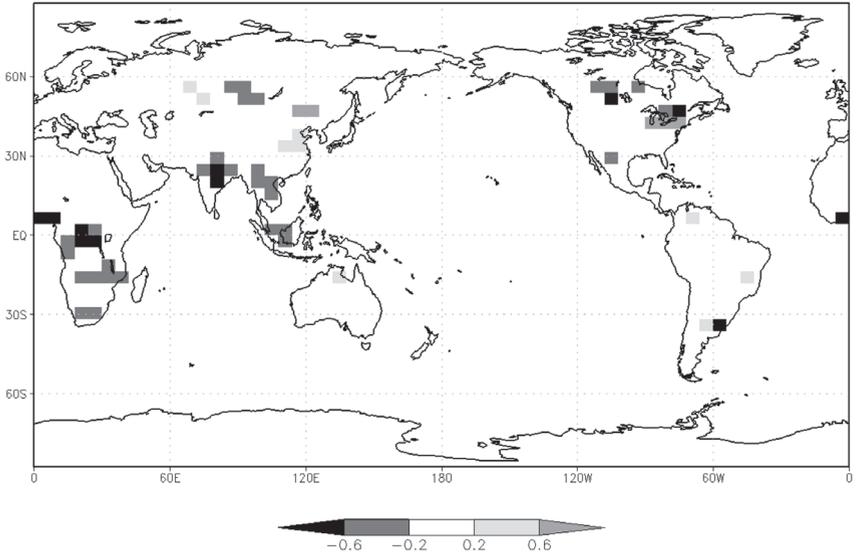


Рис. 2 (продолжение). Изменение $R_{TOA,alb}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии MESSAGE для января (д) и июля (е).

ж)



з)

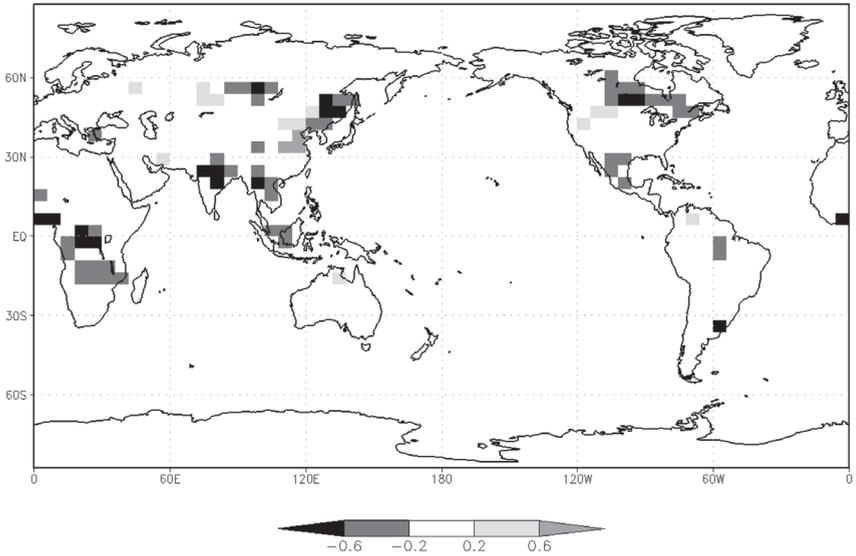
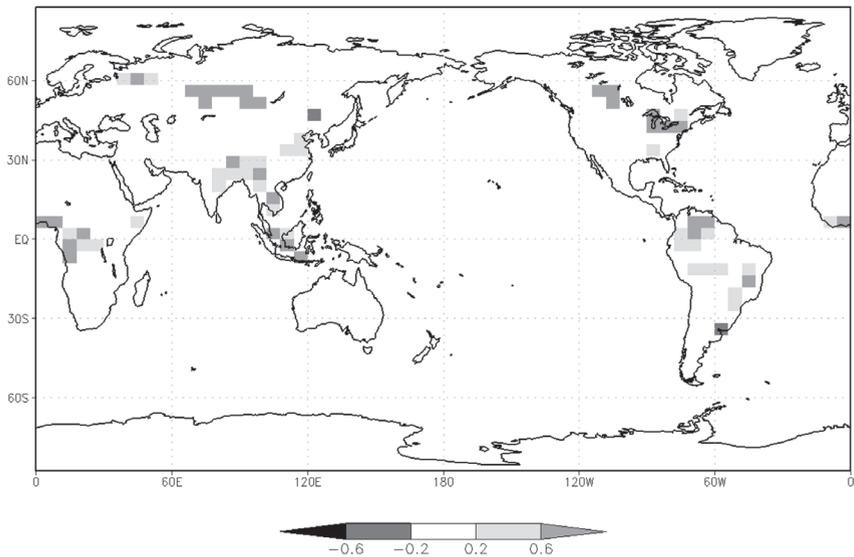


Рис. 2 (продолжение). Изменение $R_{TOA,alb}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии А1М для января (ж) и июля (з).

и)



к)

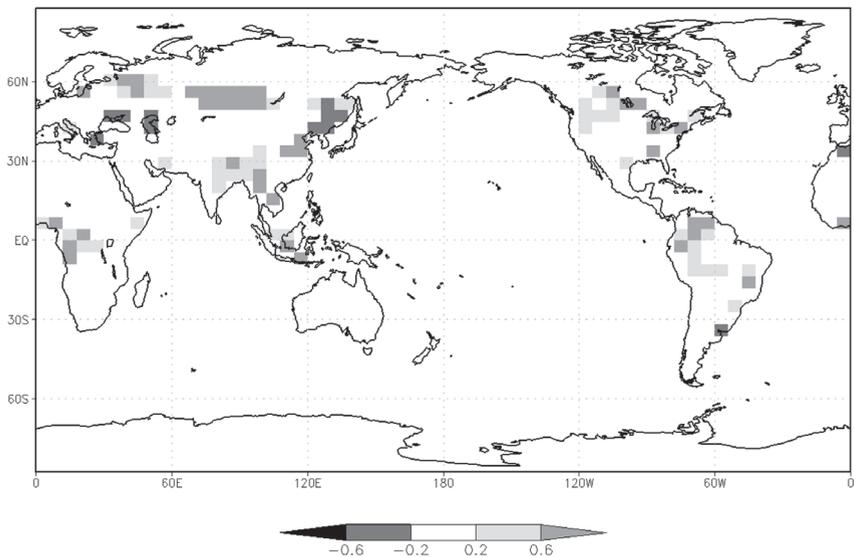


Рис. 2 (продолжение). Изменение $R_{\text{TOA,alb}}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии MiniSAM для января (и) и июля (к).

Климатический отклик

Отклик глобально осреднённой среднегодовой температуры $T_{a,s,g}$ на радиационное возмущение за счёт антропогенного изменения альbedo поверхности суши не превышает 0,05 К вплоть до начала XX века. Затем отклик глобальной температуры увеличивается по модулю, достигая -0,11 К к концу XX столетия (рис. 3). Эта величина близка к полученной в (Bertrand et al., 2004) с моделью MOBIDIC. С другой стороны, отклик КМ ИФА РАН чуть меньше нижней (по абсолютной величине) границы интервала от -0,25 К до -0,13 К, полученного в (Brovkin et al., 2006). Последнее объясняется, в частности, относительно низкой климатической чувствительностью использованной здесь версии КМ ИФА РАН по сравнению с климатическими моделями, использованными в (Brovkin et al., 2006). Например, равновесный отклик глобально осреднённой среднегодовой температуры приповерхностной атмосферы при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере для КМ ИФА РАН составляет 2,2 К, что находится в нижней части диапазона 2-4,5 К, характерного для современных климатических моделей (Climate Change 2007, 2007). Другой возможной причиной различия является использование в (Brovkin et al., 2006) другого массива данных распространения сельскохозяйственных угодий (Ramankutty, Foley, 1999), а не HYDE 3.1, как в настоящей работе) и возможных межмодельных различий в задании альbedo различных типов экосистем. В частности, в (Matthews et al., 2004) изменение данных распространения сельскохозяйственных угодий, альbedo различных типов растительности и учёт интерактивного отклика естественных экосистем на изменения климата привело к изменению $T_{a,s,g}$ в климатической модели промежуточной сложности UVic ESCM за счёт распространения экосистем к концу XX века в интервале от -0,06 К до -0,22 К. Отклик КМ ИФА РАН (в которой сукцессия растительности в настоящее время не учитывается) оказывается близким к отклику модели UVic ESCM в случае, если в последней распределение естественных экосистем также предписано, а не рассчитывается интерактивно (-0,14 К). Заметные межмодельные различия температурного отклика на изменения альbedo из-за землепользования были отмечены также при анализе расчётов, проведённых в рамках международного проекта LUCID (Pitman et al., 2009).

Коэффициент линейного тренда $T_{a,s,g}$ в XX веке в анализируемых в данной работе численных экспериментах составляет $-0,07 \pm 0,02$ К/столетие. Эта величина на порядок меньше эмпирических оценок линейного тренда глобального потепления в XX веке ($0,6 \pm 0,2$ К, (Climate Change 2007, 2007)). В XXI веке $T_{a,s,g}$ при сценариях AIM, IMAGE и MESSAGE уменьшается на 0,01-0,02 К, а при сценарии MiniCAM увеличивается на 0,02 К.

Глобальные годовые суммы осадков в используемых в данной работе численных экспериментах с КМ ИФА РАН уменьшаются на 7-8 мм/год (около 0,7%) к концу XX столетия по сравнению с состоянием модели при учёте только естественной растительности (рис. 4). В XXI веке при сценариях IMAGE, MESSAGE и AIM они дополнительно уменьшаются на 1,5 мм/год (0,1%), а при сценарии MiniCAM – возрастают на 2 мм/год (0,2%).

Региональный температурный отклик на изменение альbedo поверхности суши в конце XX века максимален в регионах наибольшего радиационного возмущающего воздействия (рис. 5а, б). Так, уменьшение глобальной приповерхностной температуры превышает 1,5 К в средних широтах Евразии и Северной Америки как зимой, так и летом, а также зимой на севере Индостана. Заметное (на несколько десятых долей градуса) похолодание развивается также в Амазонии и летом – в высоких широтах Евразии и Северной Америки.

В XXI веке дополнительное похолодание при сценариях IMAGE и MESSAGE (более значимое при первом сценарии, чем при втором) составляет 0,1-0,4 К в этих регионах, а также в центральной Африке (рис. 5в-е). В целом близкие изменения температуры приповерхностной атмосферы в XXI веке происходят и при сценарии AIM, но с пренебрежимо малым откликом в Амазонии (рис. 5ж, з). При сценарии MiniCAM (рис. 5и, к) в регионах уменьшения абсолютного значения радиационного возмущающего воздействия $T_{a,s}$ увеличивается на 0,1-0,3 К и уменьшается на такую же величину в Европе и на севере Северной Америки.

Пространственное распределение изменения осадков при распространении сельскохозяйственных угодий в целом подобно пространственному распределению отклика температуры. К концу XX века (рис. 6а, б) наибольшее уменьшение осадков в модели отмечается в средних и высоких широтах Евразии и Северной Америки (составляющее 2-10 мм/мес. зимой и 5-15 мм/мес. летом), на севере Индостана и в Индокитае (2-5 мм/мес. зимой и 5-15 мм/мес. летом), в Амазонии (2-12 мм/мес., особенно в январе) и в центральной Африке (на 2-10 мм/мес. в течение всего года).

В XXI веке при сценариях IMAGE и MESSAGE происходит дальнейшее уменьшение осадков на 1-2 мм/мес. в Амазонии в январе, на севере Индостана и Индокитая и в центре Евразии летом, и в центральной Африке в течение всего года (рис. 6 в-е). Подобные изменения осадков отмечаются и при сценарии AIM, но с отсутствием заметных изменений в Южной Америке (рис. 6ж, з). При сценарии MiniCAM осадки в целом возрастают в тропических регионах, но продолжают уменьшаться на северо-западе Северной Америки; в центральной Евразии изменения осадков характеризуются сложной структурой (рис. 6 и, к).

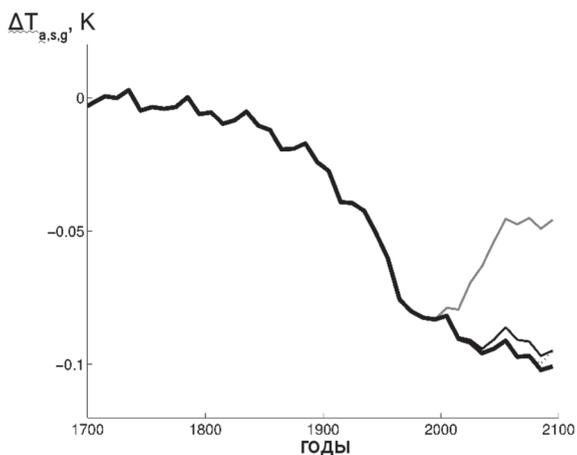


Рис. 3. Изменение глобально осреднённой среднегодовой температуры атмосферы у поверхности при распространении сельскохозяйственных угодий по сценариям AIM (пунктир), IMAGE (чёрная жирная линия), MESSAGE (чёрная сплошная тонкая линия) и MiniCAM (серая кривая). Приведённые кривые - результат 20-летнего скользящего осреднения.

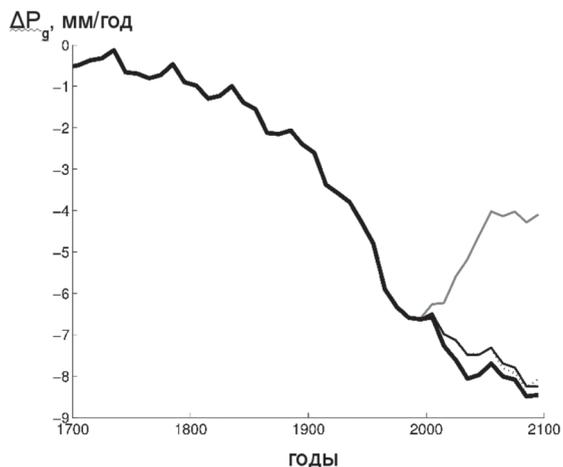


Рис. 4. Изменение глобально осреднённых годовых осадков при распространении сельскохозяйственных угодий по сценариям AIM (пунктир), IMAGE (чёрная жирная линия), MESSAGE (чёрная сплошная тонкая линия) и MiniCAM (серая кривая). Приведённые кривые - результат 20-летнего скользящего осреднения.

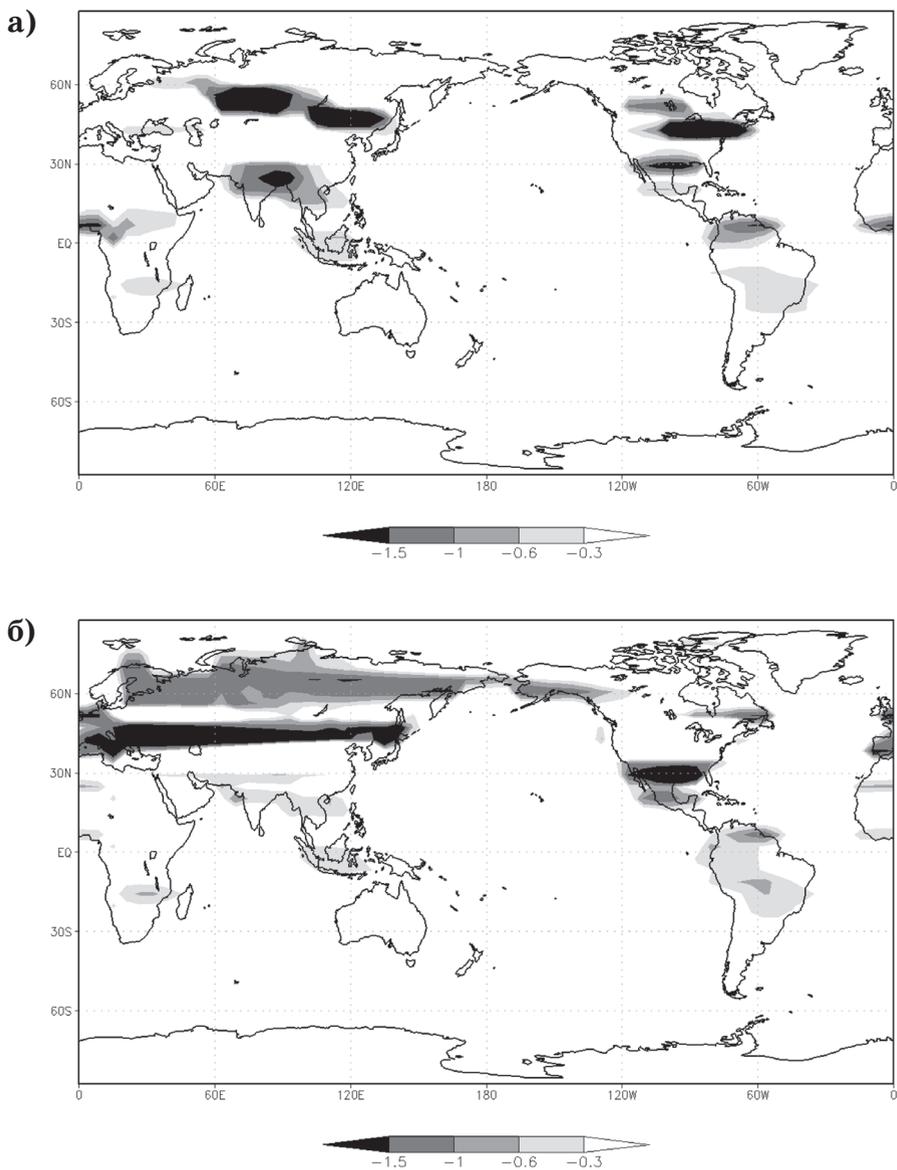


Рис. 5. Изменение температуры атмосферы у поверхности $T_{a,s}$ [K] относительно состояния с наличием лишь естественной растительности за счёт изменения альбедо при распространении сельскохозяйственных угодий к 1990-2000 гг. для января (а) и июля (б).

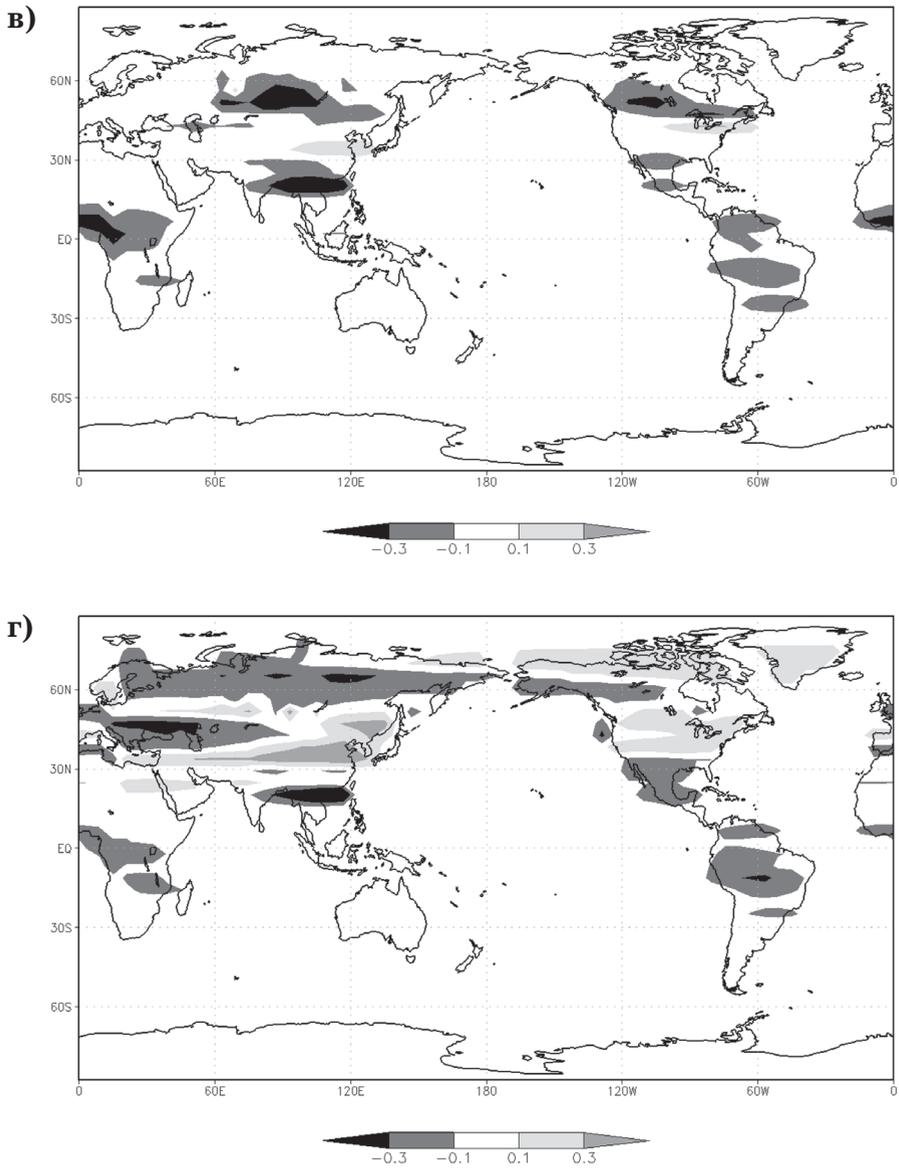
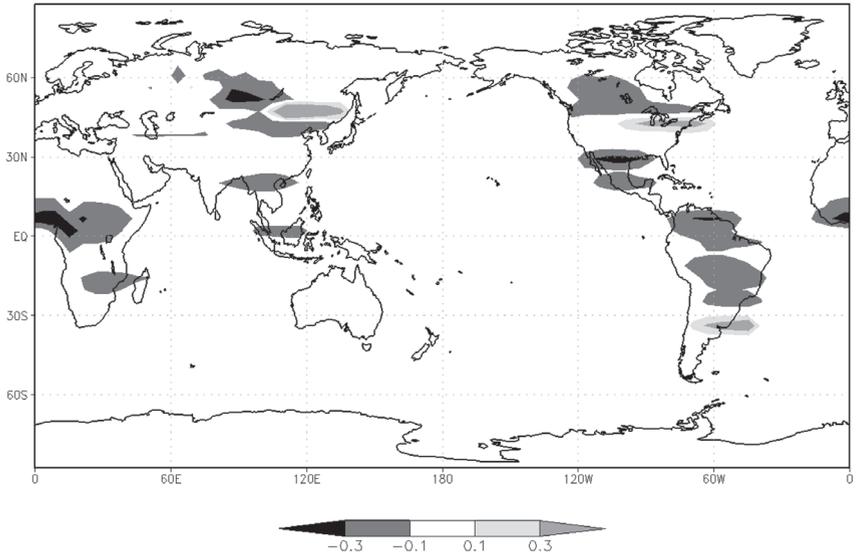


Рис. 5 (продолжение). Изменение $T_{a,s}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии IMAGE для января (в) и июля (г).

д)



е)

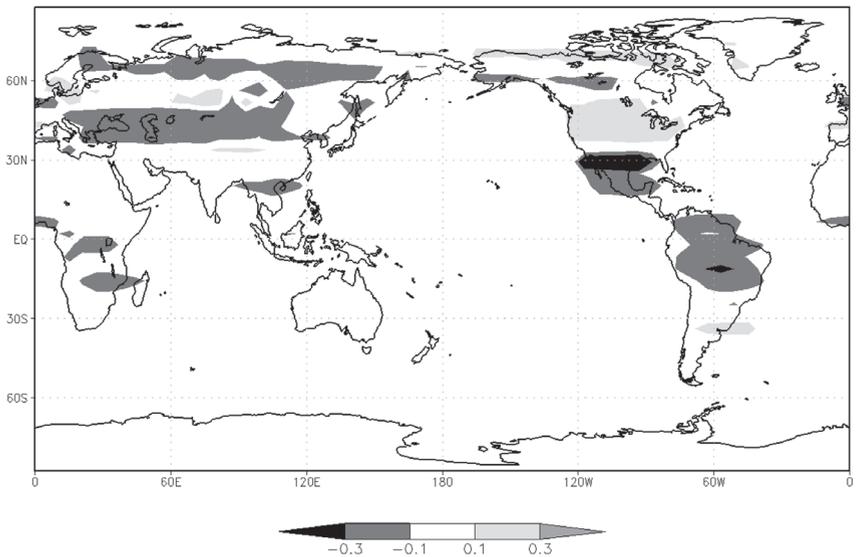


Рис. 5 (продолжение). Изменение $T_{a,s}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии MESSAGE для января (д) и июля (е).

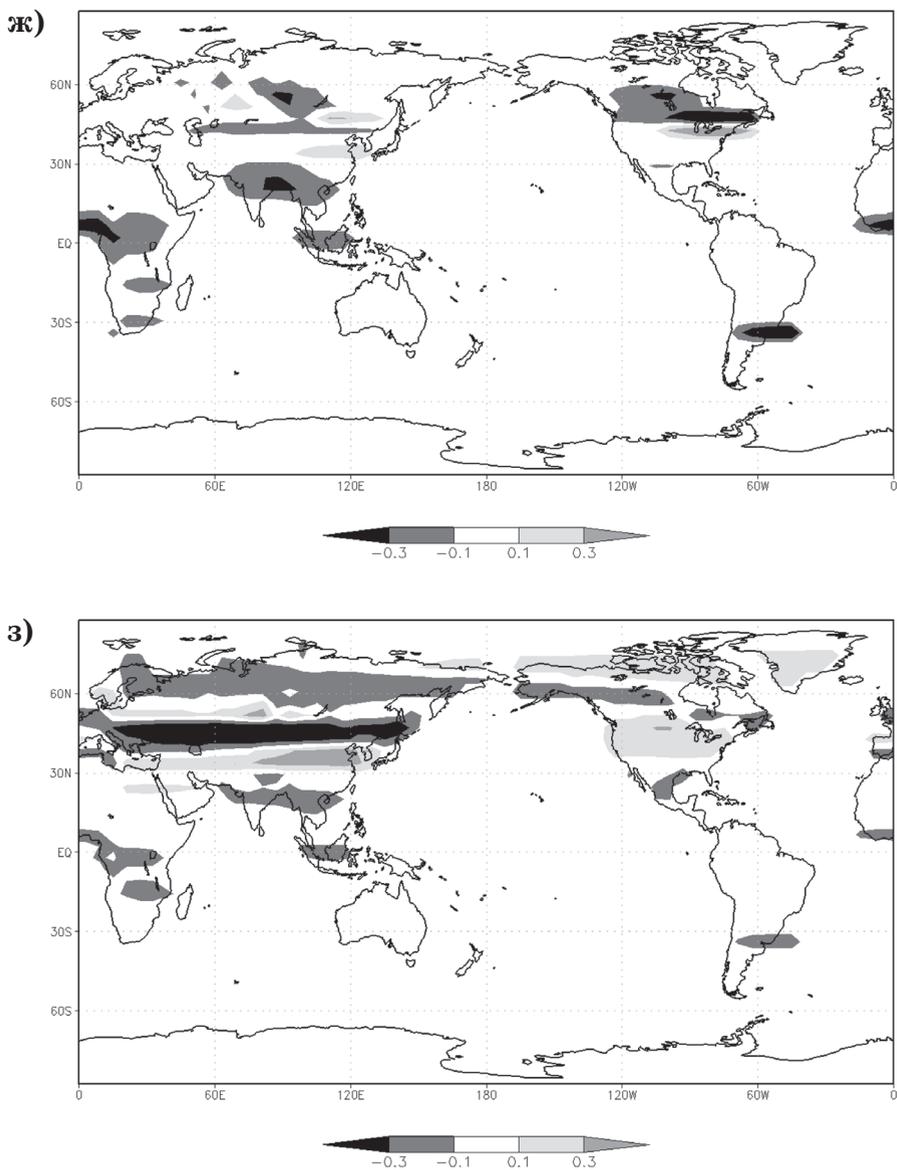
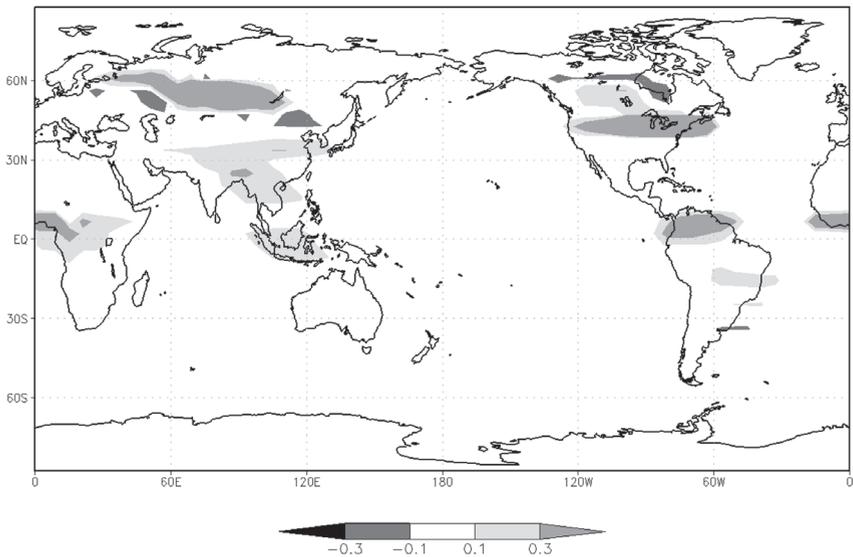


Рис. 5 (продолжение). Изменение $T_{a,s}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии А1М для января (ж) и июля (з).

и)



к)

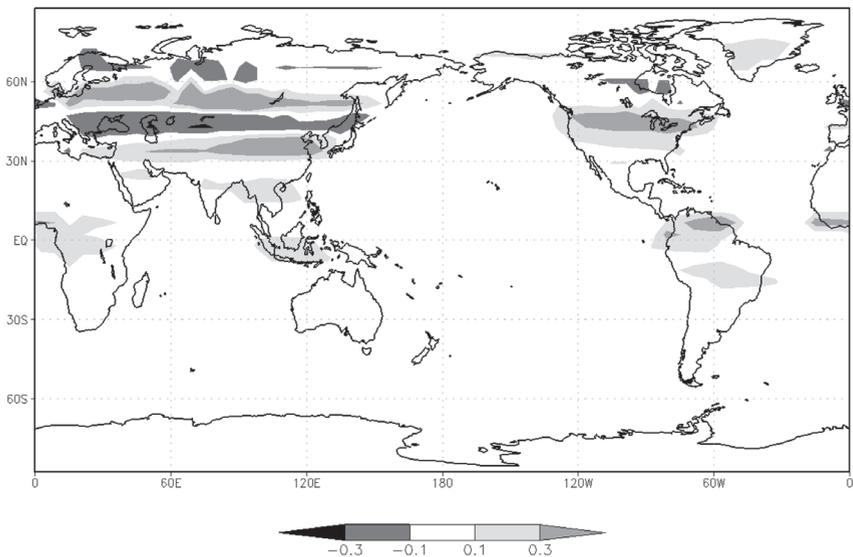


Рис. 5 (продолжение). Изменение $T_{a,s}$ от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии MiniCAM для января (д) и июля (е).

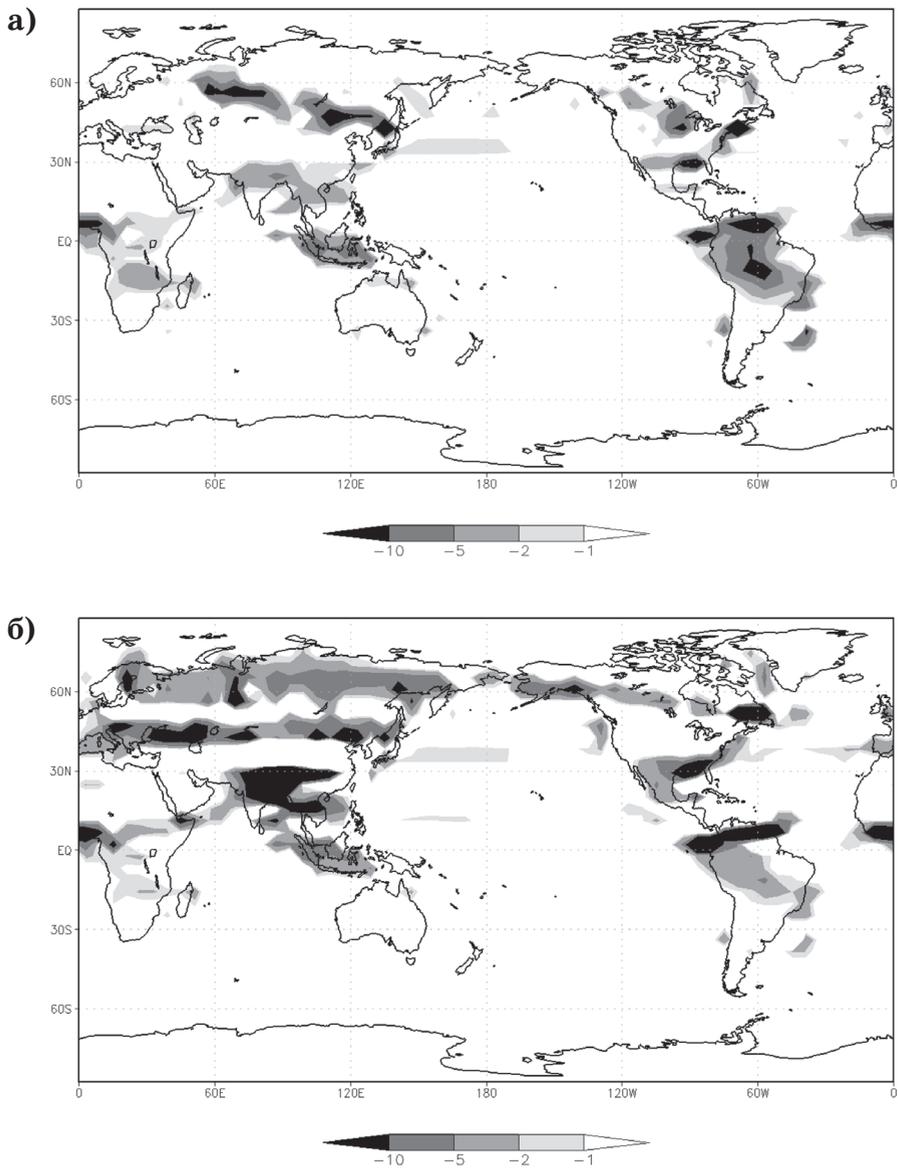


Рис. 6. Изменение осадков P [мм/мес.] относительно состояния с наличием лишь естественной растительности за счёт изменения альбедо при распространении сельскохозяйственных угодий к 1990-2000 гг. для января (**а**) и июля (**б**).

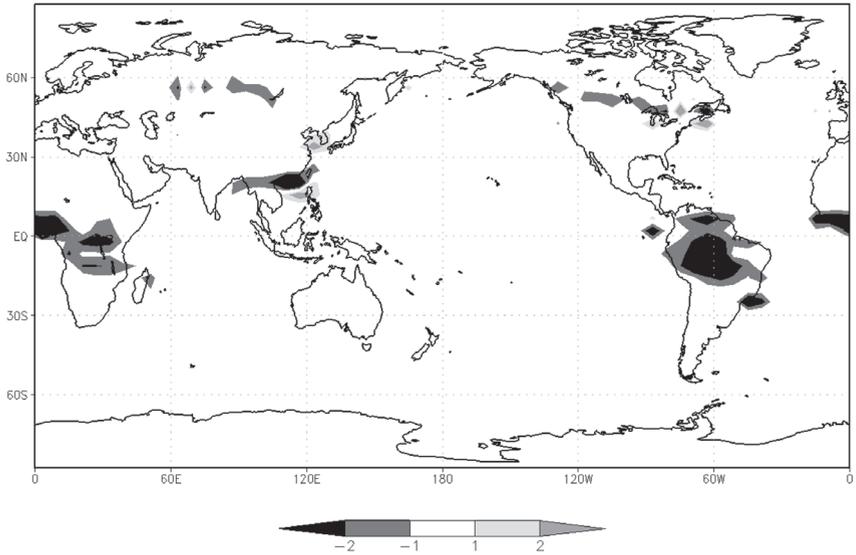
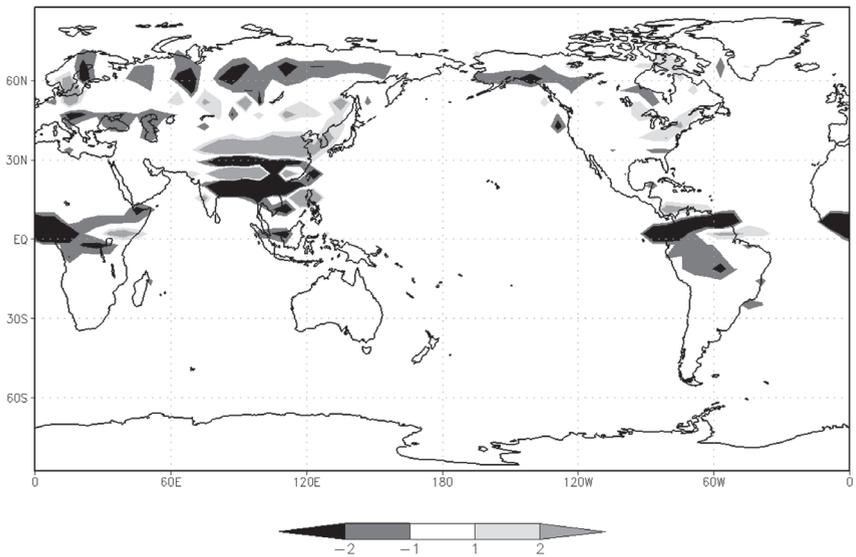
В)**Г)**

Рис. 6 (продолжение). Изменение P от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии IMAGE для января (в) и июля (г).

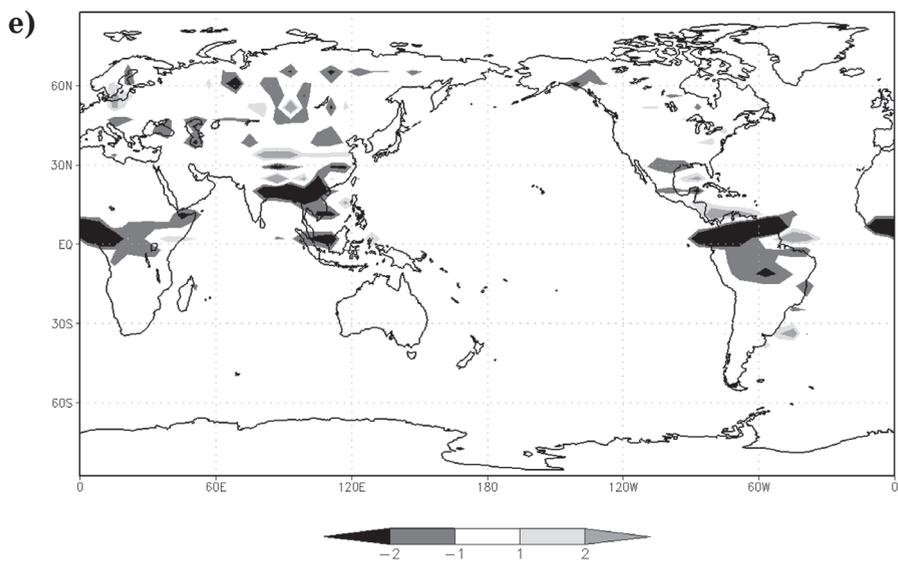
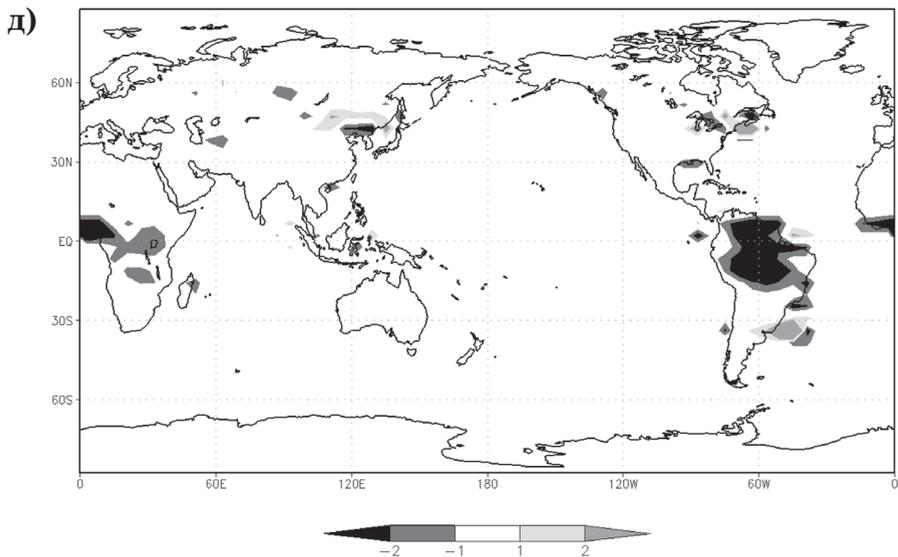
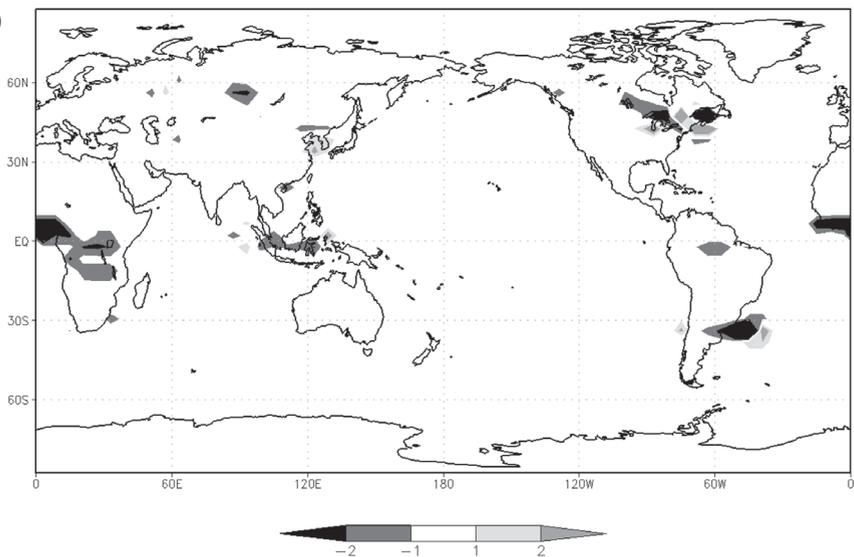


Рис. 6 (продолжение). Изменение P от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии MESSAGE для января (д) и июля (е).

ж)



з)

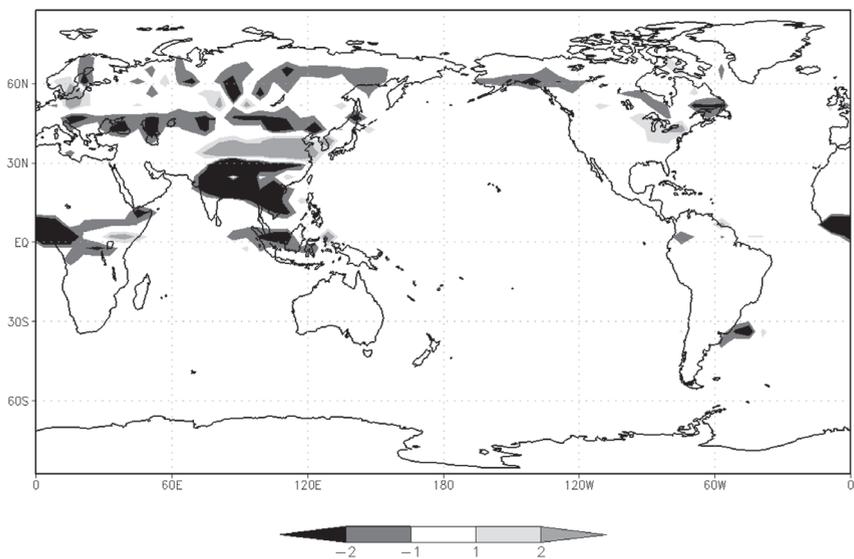
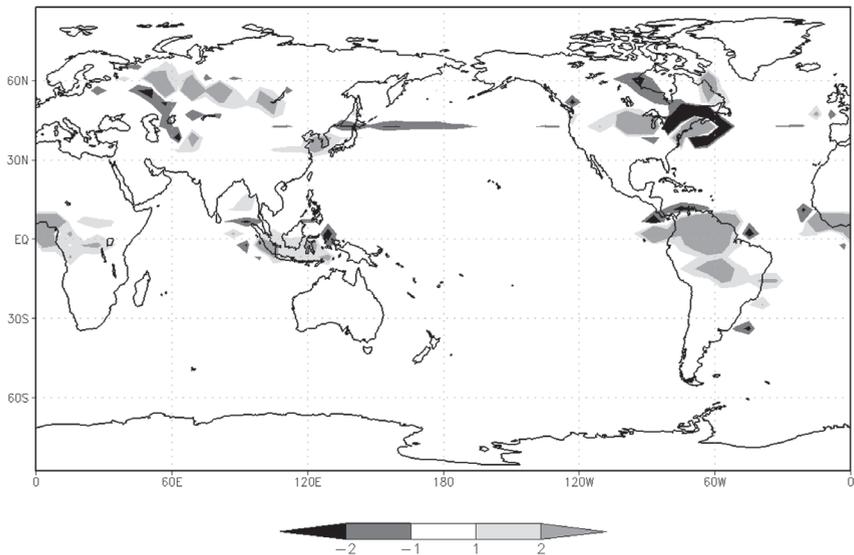


Рис. 6 (продолжение). Изменение P от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии А1М для января (ж) и июля (з).

и)



к)

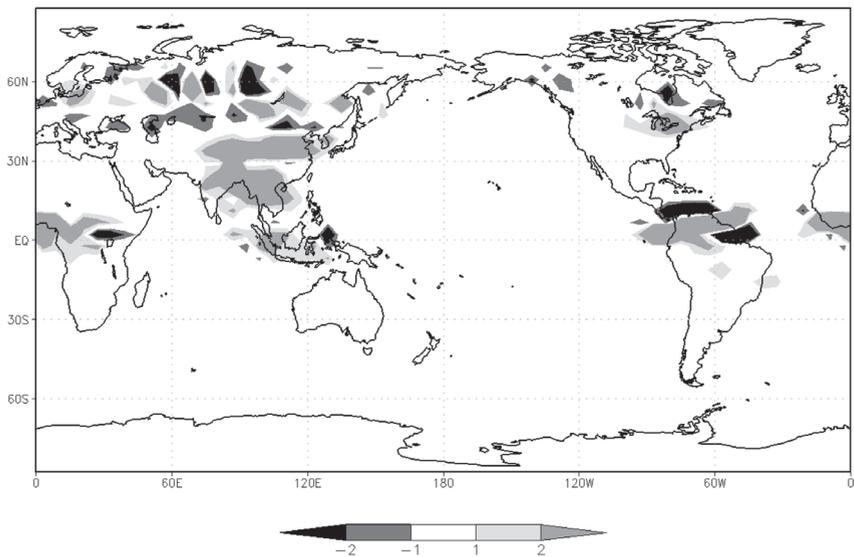


Рис. 6 (продолжение). Изменение P от 1990-2000 гг. к 2090-2100 гг. при сценарии MiniCAM для января (и) и июля (к).

Сравнение результатов данной работы с результатами проекта LUCID (где был получен широкий диапазон отклика моделей на распространение сельскохозяйственных угодий, отличающийся между различными моделями как по абсолютной величине, так и по знаку) показывает, что летний отклик температуры и осадков в КМ ИФА РАН на антропогенное изменение альбедо поверхности суши наиболее близок к отклику моделей CCAM-CABLE и SPEEDY-LPJmL (см. (Pitman et al., 2009)). Следует также отметить, что климатический отклик в анализируемых в данной работе численных экспериментах, хотя и отличается заметной региональностью, всё-таки характеризуется пространственным масштабом, превышающим пространственный масштаб радиационного возмущающего воздействия. Последнее согласуется с (Brovkin et al., 2006; Climate Change 2007, 2007; Pitman et al., 2009).

Выводы

В проведённых численных экспериментах с глобальной климатической моделью промежуточной сложности ИФА РАН (КМ ИФА РАН) с заданием изменения площади распространения сельскохозяйственных угодий по данным реконструкций для XVI-XX веков и сценариям AIM, IMAGE, MESSAGE и MiniCAM (проект Land Use Harmonization, версия 1 (1.1_rc1 для IMAGE)) радиационное возмущающее воздействие на верхней границе атмосферы и климатический отклик малы вплоть до начала XVIII века. Затем нарастание радиационного возмущающего воздействия (к концу XX века при глобальном и годовом осреднении в КМ ИФА РАН оно достигает $-0,11$ Вт/м², а летом в этот период составляет несколько Вт/м² на юге Сибири, в юго-восточной Азии, на севере Индостана и в ряде регионов Северной Америки, а также в Амазонии и центральной Африке) приводит к заметному охлаждению приповерхностной атмосферы и уменьшению осадков (при глобальном и годовом осреднении на $0,11$ К и 7-8 мм/год (0,7%) соответственно). Коэффициент линейного тренда глобальной температуры приповерхностной атмосферы $T_{a,s,g}$ в XX веке в анализируемых в данной работе численных экспериментах составляет $-0,07 \pm 0,02$ К/столетие, что на порядок меньше эмпирических оценок линейного тренда глобального потепления в XX веке ($0,6 \pm 0,2$ К, (Climate Change 2007, 2007)). Отклик температуры и осадков максимален в регионах наибольшего распространения сельскохозяйственных угодий, где похолодание составляет от нескольких десятых градуса до 1,5 К, а уменьшение осадков от 2 мм/мес. до 15 мм/мес. Эти величины находятся внутри диапазона, характерного для других современных климатических моделей (Bertrand et al., 2002; Matthews et al., 2004; Climate Change 2007, 2007), в том числе

полученных в рамках проекта сравнения моделей общей циркуляции LUCID (Pitman et al., 2009) и соответствующего проекта сравнения климатических моделей промежуточной сложности (Brovkin et al., 2006). При этом пространственный масштаб отклика заметно больше пространственного масштаба радиационного возмущающего воздействия, в ряде случаев достигая континентального масштаба.

В XXI веке изменение радиационного возмущающего воздействия при землепользовании составляет от $-0,02$ Вт/м² до $+0,03$ Вт/м² в зависимости от сценария распространения сельскохозяйственных угодий. Изменения глобальной температуры и глобальных сумм осадков в XXI веке в использованных в данной работе численных экспериментах также малы, составляя от $-0,02$ К до $+0,02$ К и от $-1,5$ мм/год до $+2$ мм/год ($-0,1...+0,2\%$) соответственно. Однако при этом отмечаются значительные изменения температуры и осадков на региональном уровне, достигающие по абсолютному значению нескольких десятых долей градуса и 1-2 мм/мес. в соответственно. Знак изменения температуры и осадков, в свою очередь, зависит от выбранного сценария распространения сельскохозяйственных угодий в XXI веке. Так, усиление похолодания и уменьшения количества осадков наблюдается в большинстве регионов сельскохозяйственного производства при агрессивных сценариях IMAGE и MESSAGE. При более умеренном сценарии AIM потепление и рост осадков, частично компенсирующие происходившие вплоть до конца XX века изменения, отмечаются в Амазонии. При сценарии MiniCAM сокращение распространения сельскохозяйственных угодий в XXI веке приводит к региональному потеплению и росту осадков, также частично компенсирующие изменения этих переменных, происходивших вплоть до конца XX века.

Следует специально отметить, что расчёты, выполненные в данной работе, производились без учёта других внешних воздействий на климат, таких как эмиссии антропогенных парниковых газов, аэрозолей, изменения солнечной постоянной и вулканической активности (Climate Change 2007, 2007). Численные эксперименты с КМ ИФА РАН с учётом как таких внешних воздействий, так и изменения альбеда поверхности суши при землепользовании проводятся в настоящее время. Результаты их анализа планируется опубликовать отдельно.

Благодарность

Авторы выражают благодарность сотрудникам проекта Land Use Harmonization за предоставленные реконструкции и сценарии будущих изменений площади распространения сельскохозяйственных угодий. Работа была поддержана Российским фондом фундаментальных исследований и программами Президиума и Отделения наук о

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антропогенные изменения климата. 1987. (Будыко М. И., Израэль Ю. А. (ред.)).
Л.: Гидрометеоздат. 406 С.
- Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Мохов И. И. 2008. Воспроизведение характеристик температурного и гидрологического режимов почвы в равновесных численных экспериментах с моделью климата промежуточной сложности. Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 44, № 5. С. 591-610.
- Будыко М. И. 1971. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеоздат. 471 С.
- Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Аржанов М. М., Мохов И. И. 2006. Влияние скорости глобального потепления на таяние вечной мерзлоты. Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 42, № 1. С. 35-43.
- Елисеев А. В., Мохов И. И., Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Денисов С. Н. 2008. Учёт взаимодействия метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 44, № 2. С. 147-162.
- Елисеев А. В., Мохов И. И., Карпенко А. А. 2007. Влияние учёта прямого радиационного воздействия сульфатных аэрозолей на результаты численных экспериментов с климатической моделью промежуточной сложности. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43, № 5. С. 591-601.
- Мохов И. И., Безверхний В. А., Елисеев А. В., Карпенко А. А. 2008. Модельные оценки возможных климатических изменений в XXI веке при различных сценариях солнечной и вулканической активности и антропогенных воздействий. Космические исследования. Т. 46, № 4. С. 363-367.
- Мохов И. И., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Хон В. Ч., Акперов М. Г., Аржанов М. М., Карпенко А. А., Тихонов В. А., Чернокульский А. В. 2005. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН. ДАН. Т. 402, № 2. С. 243-247.
- Betts R. A. 2000. Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*. V. 408, № 6809. P. 187-190.
- Bertrand C., Loutre M.-F., Crucifix M., Berger A. 2002. Climate of the last millenium: a sensitivity study. *Tellus*. V. 54A, № 3. P. 221-244.
- Bolin B. 1977. Changes of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science*. V. 196, № 4290. P. 613-615.
- Bonan G. B. 2008. Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*. V. 320, № 5882. P. 1444-1449
- Bonan G. B., Pollard D., Thompson S. L. 1992. Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*. V. 359, № 6397. P. 716-718.
- Brovkin V., Claussen M., Driesschaert E., Fichefet T., Kicklighter D., Loutre M. F., Matthews H. D., Ramankutty N., Schaeffer M., Sokolov A. 2006. Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity. *Clim. Dyn.* V. 26, № 6. P. 587-600.
- Brovkin V., Raddatz T., Reick C. H., Claussen M., Gayler V. 2009. Global biogeophysical interactions between forest and climate. *Geophys. Res. Lett.* V. 36, № 7. P. L07405.
- Claussen M., Mysak L., Weaver A., Crucifix M., Fichefet T., Loutre M.-F., Weber S., Alcamo J., Alexeev A., Berger A., Calov R., Ganopolski A., Goosse H., Lohmann G., Lunkeit F., Mokhov I., Petoukhov V., Stone P., Wang Z. 2002. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models. *Clim. Dyn.* V. 18, № 7. P. 579-586.
- 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 (Solomon S. D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K. B., Averyt M., Tignor M., Miller H. L. (eds.)) Cambridge University Press, Cambridge. 996 P.

DeFries R. S., Field C. B., Fung I., Collatz G. J., Bounoua L. 1999. Combining satellite data and biogeochemical models to estimate global effects of human-induced land cover change on carbon emissions and primary productivity. *Glob. Biogeochem. Cycles*. V. 13, № 3. P. 803-815.

Dickinson R. E., Henderson-Sellers A., Kennedy P. J., Wilson M. F. 1986. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) - NCAR TN-275-STR, Boulder, Colo., National Center for Atmospheric Research. 69 P.

Global Carbon Cycle: Integrating humans, climate, and the natural world. 2004 (Field C., Raupach M. (eds.)). Island Press, Washington D. C. 526 P.

Handorf D., Petoukhov V. K., Dethloff K., Eliseev A. V., Weisheimer A., Mokhov I. I. 1999. Decadal climate variability in a coupled atmosphere-ocean climate model of moderate complexity. *J. Geophys. Res.* V. 104, № D22. P. 27253-27275.

Hurt G. C., Chini L. P., Frolking S., Betts R., Feedema J., Fischer G., Klein Goldewijk K., Hibbard K., Janetos A., Jones C., Kindermann G., Kinoshita T., Riahi K., Shevliakova E., Smith S., Stehfest E., Thomson A., Thorton P., van Vuuren D., Wang Y. 2009. Harmonization of global land-use scenarios for the period 1500-2100 for IPCC-AR5. Integrated Land Ecosystem-Atmosphere Processes Study (iLEAPS) Newsletter. № 7. P. 6-8.

Klein Goldewijk K. 2001. Estimating global land use change over the past 300 years: the HYDE database. *Glob. Biogeochem. Cycles*. V. 15, № 2. P. 417-434.

Matthews H. D., Weaver A. J., Meissner K. J., Gillett N. P., Eby M. 2004. Natural and anthropogenic climate change: incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. *Clim. Dyn.* V. 22, № 5. P. 461-479.

Myhre G., Kvalevåg M. M., Schaaf C. B. 2005. Radiative forcing due to anthropogenic vegetation change based on MODIS surface albedo data. *Geophys. Res. Lett.* V. 32, № 21. P. L21410.

Olofsson J., Hickler T. 2008. Effects of human land-use on the global carbon cycle during the last 6,000 years. *Vegetat. Hist. Archeobot.* V. 17, № 5. P. 605-615.

Petoukhov V. K., Claussen M., Berger A., Crucifix M., Eby M., Eliseev A. V., Fichefet T., Ganopolski A., Goosse H., Kamenkovich I., Mokhov I. I., Montoya M., Mysak L. A., Sokolov A., Stone P., Wang Z., Weaver A. 2005. EMIC intercomparison project (EMIP-CO₂): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO₂ doubling. *Clim. Dyn.* V. 25, № 4. P. 363-385.

Petoukhov V. K., Mokhov I. I., Eliseev A. V., Semenov V. A. 1998. The IAP RAS global climate model. Moscow, Dialogue-MSU. 110 P.

Pitman A. J., de Noblet-Ducoudré N., Cruz F. T., Davin E. L., Bonan G. B., Brovkin V., Claussen M., Delire C., Ganzeveld L., Gayler V., van den Hurk B. J. J. M., Lawrence P. J., van der Molen M. K., Müller C., Reick C. H., Seneviratne S. I., Strengers B. J., Voldoire A. 2009. Uncertainties in climate responses to past land cover change: First results from the LUCID intercomparison study. *Geophys. Res. Lett.* V. 36, № 14. P. L14814.

Pongratz J., Raddatz T., Reick C. H., Esch M., Claussen M. 2009. Radiative forcing from anthropogenic land cover change since A. D. 800. *Geophys. Res. Lett.* V. 36, № 2. P. L02709.

Ramankutty N., Evan A. T., Monfreda C., Foley J. A. 2008. Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000. *Glob. Biogeochem. Cycles*. V. 22, № 1. P. GB1003.

Ramankutty N., Foley J. A. 1999. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Glob. Biogeochem. Cycles*. V. 14, № 4. P. 997-1027.

Sitch S., Brovkin V., von Bloh W., van Vuuren D., Eickhout B., Ganopolski A. 2005. Impacts of future land cover changes on atmospheric CO₂ and climate. *Glob. Biogeochem. Cycles*. V. 19, № 2. P. GB2013.

РАДИАЦИОННО-РАВНОВЕСНЫЙ ПРОФИЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

С. М. Семенов¹, И. О. Попов

Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, ¹SergeySemenov1@yandex.ru

Реферат. Для оценки возможных антропогенных изменений климата тропосферы и нижней стратосферы предложена одномерная (горизонтально-однородная) модель, описывающая потоки лучистой энергии в земной атмосфере – потоки солнечного излучения, излучения земной поверхности и атмосферных слоев. Построен конечно-разностный аналог этой континуальной модели, в котором используются 10000 атмосферных слоев одинаковой массы в расчете на единицу площади земной поверхности и 410 спектральных интервалов (длина волны – от 0,2 мкм до 100 мкм). Для каждого из 10000 атмосферных слоев оценен состав воздуха 1970-х годов по таким компонентам, как O₂, H₂O (водяной пар), CO₂, CH₄, N₂O, O₃, NO₂, исходя из данных о стандартной атмосфере U. S. Standard Atmosphere 1976. С использованием этих данных, опубликованных оценок сечений поглощения для O₃, NO₂ и O₂ для 13 интервалов в диапазоне 0,2 – 0,75 мкм, а также оценок сечений поглощения для рассматриваемых 7 газов для остальных 397 спектральных интервалов (0,75 – 100 мкм), основанных на спектроскопических лабораторных данных из HITRAN (high-resolution transmission molecular absorption database), были вычислены значения коэффициента поглощения для излучения всех рассматриваемых спектральных интервалов для всех атмосферных слоев. Земная поверхность считалась абсолютно черным телом. С помощью предложенной модели и этих оценок коэффициентов поглощения были рассчитаны несколько вертикальных радиационно-равновесных профилей температуры. Состав атмосферного воздуха соответствовал периоду 1970-х годов по всем составляющим, кроме CO₂. Его содержание принималось разным: 0, 40, 100, 182, 280, 330, 385, 430 и 660 ppm. При изменении концентрации CO₂ с 330 ppm (примерно уровень 1970-х годов) до 385 ppm (уровень 2008 г.) расчетные значения радиационно-равновесной температуры во всем профиле в тропосфере и нижней стратосфере увеличились. Земная поверхность и приповерхностный воздух потеплели примерно на 0,33 К, средняя часть тропосферы на 0,54 К, верхняя часть тропосферы – примерно как земная поверхность, а в средняя часть стратосферы на 0,03 К. При увеличении концентрации CO₂ от 0 до 280 ppm расчетная радиационно-равновесная температура земной поверхности возрастает примерно на 12 К. Затем темп роста замедляется. При увеличении концентрации CO₂ от 385 ppm до 660 ppm приповерхностная температура возрастает лишь на 1,2 К.

Ключевые слова. Атмосфера Земли, радиационное равновесие, температура, вертикальный профиль, концентрация CO₂, парниковый эффект.

RADIATION-EQUILIBRIUM TEMPERATURE PROFILE IN EARTH'S ATMOSPHERE

S. M. Semenov¹, I. O. Popov

Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, ¹SergeySemenov1@yandex.ru

Abstract. A one-dimensional (horizontally homogeneous) model is proposed for the purpose of assessing anthropogenic changes in climate of the troposphere and the lower stratosphere. The model describes radiation fluxes in the Earth's atmosphere, namely, fluxes of solar radiation and radiation of earth's surface and atmospheric layers. The finite-difference version of this continuous model is also constructed: 10 000 atmospheric layers of equal mass per square unit of the earth's surface and 410 spectral intervals (representing wavelengths from 0,2 to 100 μm) are employed. Concentrations of O₂, H₂O (water vapor), CO₂, CH₄, N₂O, O₃, NO₂ for each layer in 1970s were derived from data on the U. S. Standard Atmosphere 1976. Absorption coefficients were computed for each atmospheric layer and each spectral interval. The calculations were based on the published data on O₃, NO₂ and O₂ cross-sections for the first 13 spectral intervals (representing wavelengths from 0,2 to 0,75 μm) and computed cross-sections for all seven gases for 397 spectral intervals representing the rest of the range (0,75 – 100 μm) based on experimental spectroscopic data presented in HITRAN (high-resolution transmission molecular absorption database). The earth's surface was considered as a black body. Several vertical radiation-equilibrium temperature profiles were computed using the proposed model and estimates of absorption coefficients. The atmospheric composition of 1970s was adopted for the computation in respect of all compounds except CO₂. Its concentration was different in different model runs: 0, 40, 100, 182, 280, 330, 385, 430 and 660 ppm. In response to CO₂ concentration rise from 330 ppm (roughly 1970s level) to 385 ppm (2008 level) the calculated values of radiation-equilibrium temperature increased along the whole profile in the troposphere and the lower stratosphere. The temperature increase was: 0,33 K at earth's surface; 0,54 K in the middle part of the troposphere; roughly 0,3 K at the upper limit of the troposphere; 0,03 K in the middle part of the stratosphere. In response to CO₂ rise from 0 to 280 ppm, the calculated radiation-equilibrium temperature of the earth's surface increased by 12 K. After this point the rate of increase slowed down. In response to CO₂ rise from 387 ppm to 660 ppm the surface temperature increased by 1,2 K only.

Keywords. Earth's atmosphere, radiative equilibrium, temperature, vertical profile, CO₂ concentration, greenhouse effect.

Введение

В последнее время возобновились дискуссии о роли парниковых газов в формировании климата Земли, о парниковом эффекте и его антропогенном усилении. Причина этого – дальнейшие политические шаги, которые собирается предпринять международное сообщество в связи с окончанием в 2012 г. действия Киотского протокола в его нынешнем виде.

В связи с этим в научных кругах, среди физиков атмосферы, климатологов и географов иногда высказываются следующие сомнения в реальности проблемы антропогенного усиления парникового эффекта:

а) атмосферные газы вообще не влияют существенно на климат Земли, и, следовательно, антропогенные эмиссии парниковых газов не приводят к каким-либо заметным последствиям для климата;

б) некоторые атмосферные газы – водяной пар, диоксид углерода, метан, закись азота и т. д. – существенно влияют на климат Земли через парниковый эффект, но потенциал их влияния практически исчерпан, и дальнейшее увеличение их содержания в атмосфере не приведет к заметному изменению температуры в приповерхностном слое;

в) потенциал влияния парниковых газов на климат Земли не исчерпан, и повышение их содержания в атмосфере может приводить к заметному потеплению, но действие естественных факторов может это изменение компенсировать или исказить, вследствие чего климат может или не измениться или измениться не таким образом, как ожидается вследствие усиления парникового эффекта.

В данной статье возможность **в)** обсуждаться не будет, поскольку эта проблематика выходит за рамки рассмотрения парниковых свойств атмосферы. Заметим лишь, что исходные, внешние причины наблюдаемых естественных колебаний в климатической системе (например, Североатлантическое колебание, Южное колебание (Эль-Ниньо)) недостаточно ясны, как и недостаточно пока обосновано утверждение об эндогенном характере этих явлений («беспричинные» автоколебания климатической системы). Их недостаточно четкое и часто искаженное воспроизведение при моделировании не дает пока возможности «вычлечь» эти естественные колебания из наблюдаемого хода температуры с целью вычленения сигнала антропогенного потепления или же обоснования его отсутствия.

Положение **а)** высказывается редко, поскольку противоречит следующим известным оценкам основных параметров климатической системы Земли. Средний поток солнечного излучения, достигающего верхней границы атмосферы равен 342 Вт м⁻² (Kiehl, Trenberth,

1997). Альbedo земной поверхности, вычисляемое как отношение потока солнечного излучения, отраженного земной поверхностью (30 Вт м^{-2}), к потоку солнечного излучения, достигающего земной поверхности (198 Вт м^{-2}), равно $0,152$ (Climate Change 2001, 2001, p. 90). Таким образом, при отсутствии атмосферы и неизменном альbedo земная поверхность будет поглощать (а, следовательно, в равновесии и излучать) $((1 - 0,152) \cdot 342) \text{ Вт м}^{-2} = 290 \text{ Вт м}^{-2}$. Поскольку современная средняя температура земной поверхности $288,15 \text{ К}$ (Переведенцев, 2004), а излучаемый земной поверхностью поток равен 390 Вт м^{-2} (Climate Change 2001, 2001, p. 90), то равновесная температура земной поверхности в отсутствие атмосферы и при неизменном альbedo была бы вследствие закона Стефана-Больцмана равна $(290/390)^{1/4} \cdot 288,15 = 267,58 \text{ К}$, что на 20 К ниже современного значения. Таким образом сильный эффект атмосферы в плане отепления земной поверхности очевиден.

Завершая комментарий положения *а*), заметим, что в противовес теории парникового эффекта О. Г. Сорохтин (2001) развил адиабатическую теорию климата. Согласно этой теории энергия солнечного излучения, поглощаемая земной поверхностью, передается в земной тропосфере в обратном направлении практически целиком за счет нерadiационных процессов (конвекция, испарение), а затем излучается верхней атмосферой в космос. При этом одним из основных положений О. Г. Сорохтина является утверждение об адиабатическом характере вертикального распределения температуры и давления в тропосфере. Однако в таком состоянии перемешивание атмосферных слоев вообще не приводит к переносу тепла снизу вверх, и земная поверхность должна была бы лишь нагреваться солнечным излучением!

Цель данной статьи – показать, что утверждение *б*) неверно. А именно, будет показано с помощью прямых вычислений, что то увеличение концентрации CO_2 в атмосфере от 330 ppm (соответствует примерно уровню 1970 г.) до 385 ppm (уровень 2008 г.) заметно, хотя и несильно, влияет на радиационно-равновесный вертикальный профиль температуры. Это же имеет место при дальнейшем увеличении концентрации диоксида углерода до 430 ppm и далее до 660 ppm , однако приращение температуры в расчете на единицу приращения концентрации уменьшается.

Данные и методы

Вертикальное распределение параметров атмосферы

Данные о вертикальном распределении основных физических параметров для «стандартной атмосферы» – температуры, давления и плотности – приведены в (U. S. Standard Atmosphere, 1976), а соответствую-

щие графические и цифровые файлы – на веб-странице <http://www.digitaldutch.com/atmoscalc/>. В цифровом виде данные приводятся формально с весьма высоким разрешением – 10 м по вертикали, и характеризуют атмосферу до высоты 86 км. Из этих данных в настоящей работе при расчетах будут использованы лишь данные о плотности. Данные о температуре и давлении будут привлекаться лишь в справочных целях.

Данные о вертикальном распределении концентрации 42-х радиационно-активных атмосферных газов приведены на веб-странице <http://www.spectralcalc.com/>. Размерность, в которой приведены данные о содержании газов – объемное отношение смеси (VMR – volume mixing ratio). Эти данные имеют низкое разрешение по высоте, всего 1 км. В отношении содержания малых газовых составляющих атмосферного воздуха, в том числе, парниковых газов, они характеризуют ситуацию примерно 1970 г. Исходя из этих данных, с помощью линейной интерполяции были получены вертикальные распределения семи радиационно-активных атмосферных газов (O_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , NO_2) с шагом 10 м по вертикали.

Используя данные о вертикальном профиле плотности, приведенные в <http://www.digitaldutch.com/atmoscalc/> в $мкг\ м^{-3}$, столб атмосферного воздуха с основанием $1\ м^2$ был «нарезан» на 10000 горизонтальных слоев. Поскольку общая масса столба около 10340 кг, то слои имели массу примерно 1 кг.

Исходя из интерполированных данных о вертикальном профиле объемного отношения смеси семи радиационно-активных газов O_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , NO_2 (шаг по вертикали 10 м), было вычислено количество молекул каждого из этих газов в каждом из 10000 слоев.

Модель переноса энергии

При анализе вертикального распределения свойств атмосферы в глобальном масштабе обычно используется понятие горизонтально-однородной атмосферы. По существу это есть одномерная (вертикальная) модель атмосферы, в которой используются осредненные по горизонтали характеристики состава атмосферного воздуха, ее климата и потоков энергии.

В формировании климата земной атмосферы на разных высотах участвуют следующие процессы:

- поступление излучения Солнца на верхнюю границу атмосферы;
- рассеяние, поглощение и испускание лучистой энергии атмосферными слоями, а также отражение, поглощение и испускание земной поверхностью;
- нерadiационный перенос тепла в атмосфере (термики и испарение).

При модельном описании равновесного состояния атмосферы предполагается, что

- соблюдается баланс энергии на земной поверхности и в любом атмосферном слое;
- атмосфера находится в состоянии статического равновесия (вес вышележащего воздуха в столбе на любой высоте равен силе давления на этой высоте).

В работе (Семенов, 2009) приведена такая модель. Использовалось предположение о том, что свойства рассеяния и поглощения лучистой энергии единицей массы воздуха на любой высоте одинаковы. При этом рассматривались только два вида потоков лучистой энергии – «коротковолновое» (солнечное) излучение и «длинноволновое» (инфракрасное излучение земной поверхности и атмосферных слоев при реальных температурах). Были оценены параметры рассеяния и поглощения, исходя из современных представлений о радиационном бюджете системы «атмосфера + земная поверхность» (Kiehl, Trenberth, 1997; Trenberth, Solomon, 1994; Climate Change 2001, 2001). Был проведен ряд машинных экспериментов с моделью. В частности, оценены изменения вертикального профиля равновесной температуры при увеличении коэффициента поглощения длинноволнового излучения (парниковый эффект), а также в ответ на усиление свойства рассеяния коротковолнового излучения тонким слоем атмосферы примерно на высоте тропопаузы.

Однако свойства реальной атмосферы Земли рассеивать и поглощать лучистую энергию существенно зависят от длины волны. Поэтому в данной работе предлагается усовершенствованная модель, в которой потоки лучистой энергии дезагрегированы по длинам волн. Потоки энергии нерадиационной природы в данной работе рассматриваться не будут.

Введем следующие обозначения:

- M_0 – полная средняя масса воздуха в столбе над единицей площади земной поверхности ($M_0 = 1,034 \cdot 10^4$ кг м⁻²);
- M – текущая переменная, измеряющая массу воздуха в этом столбе от земной поверхности до некоторой высоты;
- λ – длина волны;
- $u(\lambda, M)$ и $v(\lambda, M)$ соответственно массовые коэффициенты рассеяния и поглощения (т.е. слой малой массы dM будет рассеивать и поглощать доли набегающего потока излучения длины волны λ , равные соответственно $u(\lambda, M) dM$ и $v(\lambda, M) dM$); их размерность кг⁻¹;
- $F^{\downarrow}(\lambda, M)$ и $F^{\uparrow}(\lambda, M)$ соответственно спектральная яркость нисходящего и восходящего потоков лучистой энергии;
- $B(\lambda, T) = c_1 \lambda^{-5} / (\exp(c_2/(\lambda T)) - 1)$ есть спектральная яркость из-

лучения (в полусферу) абсолютно черного тела при температуре T (в Кельвинах), т.е. функция Планка; $c_1 = 3,741832 \cdot 10^{-16}$ Вт м² и $c_2 = 1,438786 \cdot 10^{-2}$ м·К (Матвеев, 2000, с. 126);

– $S_0(\lambda)$ есть спектральная яркость среднего потока солнечного излучения на верхней границе атмосферы Земли; средний суммарный поток равен 342 Вт м⁻² ;

– $a(\lambda)$ есть альбеда земной поверхности для излучения длины волны λ ;

– $T(M)$ есть температура воздуха «на высоте» M , а T_0 – температура земной поверхности.

Предполагается, что энергия переносится только в двух направлениях – сверху вниз и снизу вверх, а рассеяние в этих направлениях симметрично. Излучательная способность слоя воздуха или же земной поверхности в равновесии полагается равной поглощательной способности (закон Кирхгофа).

В этих обозначениях и предположениях, при упрощающем допущении о том, что рассеяние и излучение слоем малой массы одинаковы вверх и вниз, для заданного профиля температуры $T(M)$ и температуры земной поверхности T_0 потоки удовлетворяют следующим соотношениям при любом λ :

$$\frac{dF^\downarrow(\lambda, M)}{d(-M)} = -(u(\lambda, M) + v(\lambda, M))F^\downarrow(\lambda, M) + 0,5u(\lambda, M)(F^\downarrow(\lambda, M) + F^\uparrow(\lambda, M)) + v(\lambda, M)B(\lambda, T(M)) \quad (1)$$

$$\frac{dF^\uparrow(\lambda, M)}{d(M)} = -(u(\lambda, M) + v(\lambda, M))F^\uparrow(\lambda, M) + 0,5u(\lambda, M)(F^\downarrow(\lambda, M) + F^\uparrow(\lambda, M)) + v(\lambda, M)B(\lambda, T(M))$$

При этом должны еще выполняться следующие граничные условия на верхней и нижней границах атмосферы соответственно:

$$F^\downarrow(\lambda, M_0) = S_0(\lambda) \text{ и } F^\uparrow(\lambda, 0) = a(\lambda)F^\downarrow(\lambda, 0) + (1 - a(\lambda))B(\lambda, T_0) \text{ при любой } \lambda \quad (2)$$

В состоянии термодинамического равновесия вертикальное распределение температуры воздуха $T(M)$ и температура земной поверхности T_0 должны быть таковы, что

$$\int_0^{+\infty} F^\downarrow(\lambda, M) d\lambda = \int_0^{+\infty} F^\uparrow(\lambda, M) d\lambda \quad \text{для любого } M, \text{ а также} \quad (3)$$

$$\int_0^{+\infty} (1 - a(\lambda))F^\downarrow(\lambda, 0) d\lambda = \int_0^{+\infty} (1 - a(\lambda))B(\lambda, T_0) d\lambda.$$

После нахождения распределения $T(M)$ и значения T_0 , удовлетворяющих соотношениям (1), (2) и (3), высота H , под которой масса

столба воздуха равна заданной M вычисляется, исходя из уравнения состояния идеального газа:

$$\frac{dH}{dM} = \frac{R}{m(M)} \frac{T(M)}{P(M)},$$

где $H(0) = 0$, $R = 8,31441 \cdot 10^3$ Дж К⁻¹ кмоль⁻¹ есть универсальная газовая постоянная (Краткий справочник физико-химических величин, 1983, с. 11), а $P(M) = g(M_0 - M)$ – давление «на высоте» M ($g = 9,8065$ м с⁻²). Здесь $m(M)$ – средневзвешенная молекулярная масса газов, входящих в состав атмосферного воздуха на «высоте» M , причем вес для данного газа равен доле его молекул в их общем числе. Вследствие того, что в тропосфере и стратосфере состав воздуха по мажоритарным составляющим – азоту, кислороду и аргону – мало меняется, то $m(M)$ также мало меняется и равно примерно 29 кг кмоль⁻¹.

Зависимость свойств поглощения и рассеяния излучения от состава воздуха

Как видно из соотношения (1), вертикальный профиль температуры воздуха в рамках радиационной модели определяется вертикальным распределением массовых коэффициентов рассеяния и поглощения – $u(\lambda, M)$ и $v(\lambda, M)$ соответственно. Эти коэффициенты зависят от состава воздуха и могут быть получены суммированием частных коэффициентов рассеяния и поглощения $u_l(\lambda, M)$ и $v_l(\lambda, M)$, характеризующих отдельные составляющие воздуха.

Пусть L – общее число рассматриваемых составляющих атмосферного и $n_l(M)$ dM – количество объектов типа l в некотором горизонтальном слое малой массы dM над площадкой единичной площади на земной поверхности «на высоте» M . Коэффициенты $u_l(\lambda, M)$ и $v_l(\lambda, M)$ связаны с $n_l(M)$ соотношениями

$$\begin{aligned} u_l(\lambda, M) &= \sigma_{pl}(\lambda) n_l(M) \\ v_l(\lambda, M) &= \sigma_{nl}(\lambda) n_l(M) \end{aligned} \tag{4}$$

Коэффициенты σ_{pl} и σ_{nl} называются сечением рассеяния и сечением поглощения соответственно. Они зависят только от типа объекта (l) и длины волны (λ). Их размерность есть [единица площади · количество объектов⁻¹], что, по-видимому, и послужило поводом для такого названия – как бы «площадь взаимодействия» одного объекта с набегающим потоком излучения.

Общие (полные) коэффициенты рассеяния и поглощения, $u(\lambda, M)$ и $v(\lambda, M)$ соответственно, вычисляются суммированием частных коэффициентов (4) для всех составляющих атмосферного воздуха:

$$u(\lambda, M) = \sum_{l=1}^L u_l(\lambda, M),$$

$$v(\lambda, M) = \sum_{l=1}^L v_l(\lambda, M).$$
(5)

Как видно из соотношений (4) и (5), свойства рассеяния и поглощения излучения атмосферными слоями зависят от сечений рассеяния и поглощения объектов, составляющих воздух, и состава воздуха. Если первые при заданной длине волны зависят от типа объекта (составляющей воздуха) и не зависят от положения («номера») горизонтального слоя воздуха, то вторые зависят. Ведь пропорции объектов, составляющих воздух, меняются с высотой, в особенности, для некоторых составляющих (например, для водяного пара, озона, диоксида азота).

Рассеяние излучения молекулами газов – Рэлеевское рассеяние – зависит от газа и длины волны. Для заданного газа сечение рассеяния меняется обратно пропорционально длине волны (Александров, Израэль, Кароль, Хргиан, 1992, с. 37): $\sigma_{pl}(\lambda) \sim \lambda^{-4}$.

Таким образом, рассеяние быстро убывает с возрастанием длины волны. Поэтому часто при модельных расчетах радиационных потоков в атмосфере длинноволновое, инфракрасное излучение считается не обладающим свойством рассеяния.

Для аэрозолей зависимость рассеяния от длины волны существенно сложнее (Mie, 1908; van de Hulst, 1981). При возрастании диаметра частицы сверх 10 мкм рассеяние становится в значительной степени неизбирательным по длине волны (белый цвет облаков, тумана), см. (Матвеев, 2000, с. 150).

В данной работе принято следующее упрощение: для монохроматического потока сечение рассеяния горизонтальным слоем малой толщины пропорционально его массе dM , обратно пропорционально четвертой степени длины волны λ и симметрично вверх и вниз.

Зависимость сечения поглощения от длины волны гораздо сложнее. Она весьма специфична для разных газов. Для них эти зависимости характеризуются чередованием узких пиков с относительно высокими значениями сечения поглощения и интервалов с относительно низкими значениями. На рис. 1 для примера приведена зависимость сечения поглощения (см² на молекулу) водяного пара от длины волны (мкм); по оси ординат масштаб – десятичные логарифмы. При этом при подробном рассмотрении областей с низкими значениями обнаруживаются также пики и интервалы спада. Такой вид зависимости сечения поглощения от длины волны объясняется линейчатым характером спектров газов, т. е. тем, что они

могут поглощать энергию только на определенных длинах волн, на самом деле – в очень узких полосах спектра. Поскольку в силу закона Кирхгофа спектры излучения и поглощения совпадают, то и излучать энергию они способны только на определенных длинах волн. Однако тепловое движение молекул приводит к некоторому уширению этих узких полос.

Специализированный сервис (веб-страница) <http://www.spectralcalc.com/> дает возможность пользователям получать значения коэффициента пропускания TR (аббревиатура от ‘transparency’) слоя газовой смеси (доля пропущенного потока излучения), в которой радиационно-активным может быть один из 42-х газов. При этом можно задавать толщину слоя (d), содержание исследуемого газа (объемное отношение смеси VMR), температуру T и давление P . Вычисление коэффициентов пропускания основано на спектроскопических данных, которые размещены в международной базе HITRAN «high-resolution transmission molecular absorption database» в версии 2008 г. Это – поддерживаемая база данных, обновляемая за счет результатов новых спектроскопических лабораторных экспериментов. Графические образы спектров доступны на сайте <http://vpl.astro.washington.edu/spectra/>.

Исходя из оценок коэффициентов пропускания, предоставленных сервисом <http://www.spectralcalc.com/>, для приземных условий $T = 288,15$ К и $P = 101325$ Па (1 атм), и при $d = 0,1$ см и VMR = 0,01, значения сечения поглощения для излучения длины волны λ оценивались по формуле

$$\sigma_{\text{п}}(\lambda) = -\ln(\text{TR}) / (d \cdot \text{VMR} \cdot (2,56 \cdot 10^{19})) \quad (6)$$

Здесь $2,56 \cdot 10^{19}$ – общее число молекул в 1 см^3 приземного воздуха при $T = 288,15$ К и $P = 101325$ Па. Размерность $\sigma_{\text{п}}$ есть $[\text{см}^2 (\text{число молекул})^{-1}]$ при таком способе оценки.

Такие оценки по формуле (6) были получены для семи радиационно-активных газов O_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , NO_2 . В соответствии с исходными спектроскопическими данными оценки $\sigma_{\text{п}}$ получены для разных газов для различных длин волн (табл. 1). Для каждого из газов верхняя граница диапазона была 100 мкм, а нижняя граница определялась индивидуально, исходя из наличия данных о пропускании в <http://www.spectralcalc.com/> (табл. 1). Спектральные точки расположены в диапазонах неравномерно: у нижней границы типичный шаг 10^{-6} мкм, а у верхней – 10^{-4} мкм. Изменчивость оценок $\sigma_{\text{п}}$ также гораздо выше у нижней границы диапазона, чем у верхней. В данной работе принято допущение о том, что значения сечения поглощения для этих газов неизменны для условий, характерных для атмосферы Земли.

**Нижняя граница диапазонов длин волн, для которых имеются
данные о пропускании в <http://www.spectralcalc.com/>,
и число спектральных точек в них**

Газ	Нижняя граница диапазона длин волн, мкм	Число спектральных точек
O ₂	0,18	2945724
H ₂ O	0,38	4422060
CO ₂	0,75	1039145
CH ₄	1,0	2496263
N ₂ O	1,2	591273
O ₃	1,0	837372
NO ₂	3,0	247298

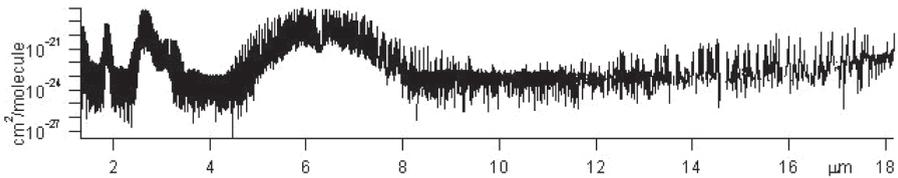


Рис. 1. Сечение поглощения водяного пара H₂O (данные PNNL – Pacific Northwest National Laboratory, <https://secure2.pnl.gov/nsd/nsd.nsf/>).

В данной работе при вычислениях дифференциальные уравнения (1) заменялись их разностными аналогами, описывающими рассеяние, поглощение и испускание лучистой энергии. По «высоте» M дискретизация осуществлялась путем замены непрерывной, континуальной атмосферы совокупностью введенных выше 10000 горизонтальных атмосферных слоев. Для дискретизации по длине волны были введены $K = 410$ спектральных интервалов. Границы первых 13 из них были приняты в соответствии с работой (Кароль, 1986, с. 65). Их границы в мкм: 0,1975 – 0,2075; 0,2075 – 0,2175; 0,2175 – 0,2275; 0,2275 – 0,2375; 0,2375 – 0,2475; 0,2475 – 0,2575; 0,2575 – 0,2675; 0,2675 – 0,2775; 0,2775 – 0,2875; 0,2875 – 0,2975; 0,2975 – 0,3125; 0,3125 – 0,45; 0,45 – 0,75. Остальные 397 интервалов имели одинаковую длину 0,25 мкм: от 0,75 – 1,0 до 99,75 – 100,0. Обозначим через λ_k центры этих интервалов, $k = 1, 2, \dots, K$.

При описании рассеяния считалось, что каждый из атмосферных слоев (напомним, что масса их одинакова) «улавливает» долю λ_k

набегающего потока излучения, соответствующую k -му спектральному интервалу, и рассеивает ее симметрично вверх и вниз. Эта доля равна

$$U_k = 1 - \exp(-A/(\lambda_k)^4). \quad (7)$$

Константа A в формуле (7) подбиралась таким образом, чтобы модельные потоки солнечного излучения, достигающего земной поверхности и уходящего обратно в космос, были максимально близки оценкам 198 Вт м^{-2} и 107 Вт^{-2} соответственно, приведенным в (Climate Change 2001, 2001, р. 90). Таким образом, при оценке рассеяния молекулы «обезличиваются», их свойства рассеивать излучение считаются одинаковыми.

При описании поглощения использовалась более сложная процедура. Из данных табл. 1 видно, что экспериментальные данные в отношении пропускания, представленные на сервисе <http://www.spectralcalc.com/>, неполны для малых длин волн. Так, например, данные по озону начинаются с длины волны 1,0, а по диоксиду азота с 3,0. Таким образом, отсутствуют данные по поглощению излучения озоном и диоксидом азота в ультрафиолетовом диапазоне. В связи с этим в данной работе не использовались данные сервиса <http://www.spectralcalc.com/> до длины волны 0,75 мкм, т.е. вплоть до нижней границы ближней инфракрасной области. Для первых 13 спектральных интервалов для O_2 , O_3 и NO_2 были взяты оценки сечения поглощения из (Кароль, 1986, с. 65). Значения сечения поглощения в этих диапазонах для остальных четырех из семи рассматриваемых радиационно-активных газов считались нулевыми.

В данной работе считается, что атмосферный слой, содержащий N_l молекул l -го газа ($l = 1, 2, \dots, L$), имеющего сечение поглощения $\sigma_{\text{полл } l, k}$ для потоков излучения k -го диапазона длин волн ($k = 1, 2, \dots, 13$), поглощает долю набегающего потока излучения, равную

$$V_k = 1 - \exp\left(-\sum_{l=1}^L N_l \sigma_{\text{полл } l, k}\right),$$

где значения сечений поглощения взяты из работы (Кароль, 1986, с. 65).

Для остальных диапазонов $k = 14, 15, \dots, 410$ значения коэффициента поглощения для такого слоя вычислялись с использованием данных с веб-страницы <http://www.spectralcalc.com/> следующим образом.

- 1) Для всех рассматриваемых 7 газов множества Λ_l спектральных точек ($l = 1, 2, \dots, 7$), для которых были получены оценки сечения поглощения по формуле (6), объединялись. Обозначим это объединенное множество через Λ .

2) Каждой точке λ из объединенного множества Λ ставилось в соответствие значение сечения поглощения $\sigma_{\text{пл}}(\lambda)$ для каждого из рассматриваемых газов ($l = 1, 2, \dots, 7$) – либо фактическое, если для этой точки имеется экспериментальная оценка для данного газа, либо полученная путем линейной интерполяции с соседних, ближайших слева и справа двух точек. Если при этом интерполяция невозможна из-за отсутствия спектральных точек для данного газа слева или же справа, то присваивается значение 0.

3) Каждой точке $\lambda \in \Lambda$ ставится в соответствие число

$$\text{Tr}(\lambda) = \exp\left(-\sum_{l=1}^L N_l \sigma_{\text{погл}l}(\lambda)\right), L = 7.$$

Его физический смысл – коэффициент пропускания рассматриваемым слоем воздуха излучения длины волны λ . Здесь $\sigma_{\text{погл}l}$ – сечение поглощения l -й составляющей излучения длины волны λ .

4) Для каждого из спектральных интервалов $k = 14, 15, \dots, 410$ вычисляется интеграл от функции $\text{Tr}(\lambda)$. Эта функция, заданная на дискретном множестве, продолжается на континуум путем линейной интерполяции, после чего ее интеграл по каждому из интервалов $k = 14, 15, \dots, 410$ вычисляется методом трапеций. Вычисленное значение интеграла делится на длину интервала (0, 25 мкм). Для данного интервала k физический смысл полученной величины – коэффициент пропускания для потока излучения, равномерно распределенного по длине волны в пределах данного интервала.

5) Для каждого из спектральных интервалов $k = 14, 15, \dots, 410$ число «единица минус коэффициент пропускания» (см. предыдущий пункт) принимается за коэффициент поглощения V_k .

Результаты и обсуждение

Вертикальное распределение $O_2, H_2O, CO_2, CH_4, N_2O, O_3, NO_2$ по атмосферным слоям

Распределение общего числа молекул в столбе атмосферы по рассматриваемым 10000 слоям специфично для газов. Содержание O_2 и CO_2 практически постоянно: оно очень медленно убывает по направлению от земной поверхности для кислорода от $4,52 \cdot 10^{20}$ до $4,49 \cdot 10^{20}$ молек./см² (число молекул на см²), а для диоксида углерода – от $7,14 \cdot 10^{17}$ до $7,08 \cdot 10^{17}$ молек./см² (расчет произведен здесь на см² для лучшей совместимости с данными о сечении поглощения, которое обычно измеряются в см² на молекулу).

Водяной пар распространен в основном в тропосфере, где находится примерно 80% массы атмосферы Земли. Его содержание в ат-

мосферных слоях убывает по направлению от земной поверхности от $1,67 \cdot 10^{19}$ до $7,40 \cdot 10^{15}$ молек./см².

Распределения числа молекул метана и закиси азота по атмосферным слоям сходны. Число молекул в атмосферных слоях очень медленно убывает по направлению от земной поверхности до примерно 7000-го слоя (под ним 70% массы атмосферы): для метана от $3,68 \cdot 10^{15}$ до $3,63 \cdot 10^{15}$ молек./см², а для закиси азота от $6,92 \cdot 10^{14}$ до $6,88 \cdot 10^{14}$ молек./см². Затем содержание CH₄ и N₂O в атмосферных слоях начинает заметно убывать и к 10000-му слою сокращается на один и два порядка соответственно.

Распределения числа молекул озона и диоксида азота по атмосферным слоям также сходны. Их приземные значения минимальны – $5,75 \cdot 10^{13}$ и $4,97 \cdot 10^{10}$ молек./см² соответственно. К 8000-му слою (под ним находится 80% массы атмосферы) содержание озона в слое возрастает до $6,04 \cdot 10^{14}$ молек./см², а содержание диоксида азота лишь немного возрастает, до $6,45 \cdot 10^{10}$ молек./см². Далее начинается заметный рост содержания, которое достигает максимальных значений к примерно 9938-му слою – $1,65 \cdot 10^{16}$ молек./см² для озона и $1,56 \cdot 10^{13}$ молек./см² для диоксида азота. Далее содержание падает и к 10000-му слою достигает значений соответственно $9,33 \cdot 10^{14}$ молек./см² и $4,99 \cdot 10^{11}$ молек./см².

На рис. 2а-д приведены графики распределения содержания H₂O, CH₄, N₂O, O₃, NO₂.

Пропускание атмосферой излучения земной поверхности

Используя описанные выше оценки распределения содержания O₂, H₂O, CO₂, CH₄, N₂O, O₃, NO₂ по атмосферным слоям и оценки сечения поглощения для этих газов, вычисленные по спектроскопическим данным, можно найти значения коэффициента пропускания для каждого атмосферного слоя в отношении потоков излучения, соответствующих каждому из интервалов $k = 14, 15, \dots, 410$. Перемножив значения коэффициента пропускания для всех атмосферных слоев при заданном k , получим коэффициенты пропускания $TR(k)$ для всего столба атмосферы для всех диапазонов $k = 14, 15, \dots, 410$, а затем и коэффициенты поглощения $V(k) = 1 - TR(k)$. На рис. 3 приведены зависимости коэффициентов поглощения для всего столба атмосферы от длины волны. Это сделано в двух вариантах: обычная линия соответствует составу атмосферы примерно 1970-х годов, данные о котором приведены на веб-странице <http://www.spectralcalc.com/>. Содержание CO₂ в приземном воздухе была тогда примерно 330 ppm (VMR = $0,33 \cdot 10^{-3}$). Жирная линия соответствует такому же составу атмосферы по всем газам, кроме CO₂. Его содержание в приземном воздухе в 2008 г. (Keeling et al., 2009) было 385 ppm (VMR = $0,385 \cdot 10^{-3}$).

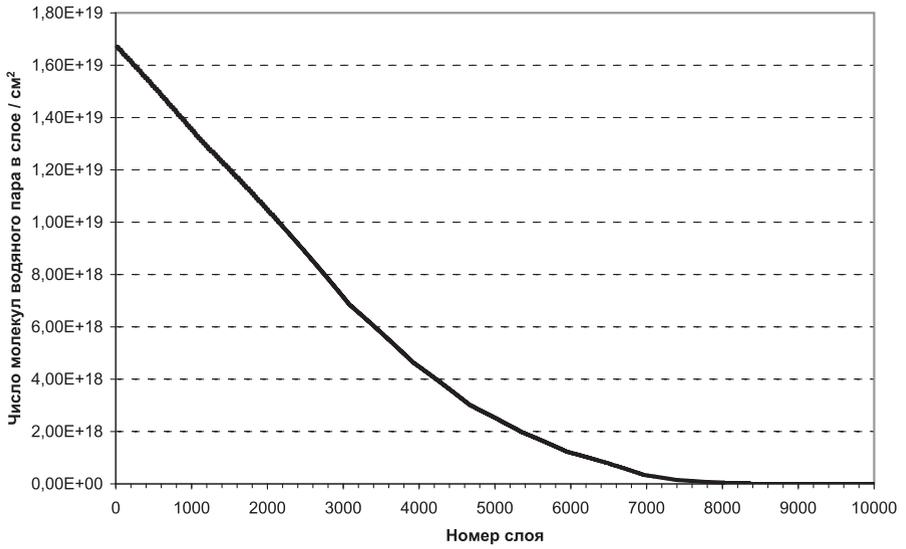


Рис. 2а. Распределение содержания H_2O в атмосферных слоях 1 – 10000 (молек./см²).

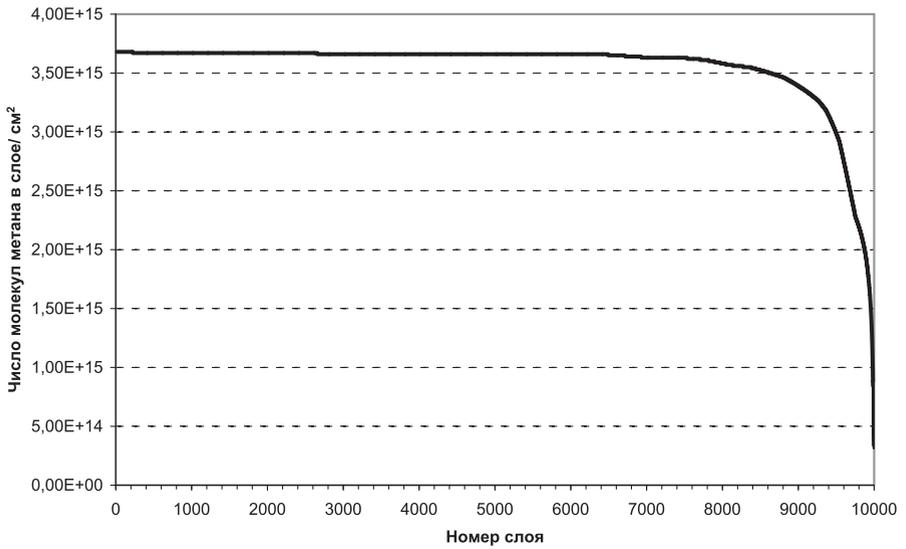


Рис. 2б. Распределение содержания CH_4 в атмосферных слоях 1 – 10000 (молек./см²).

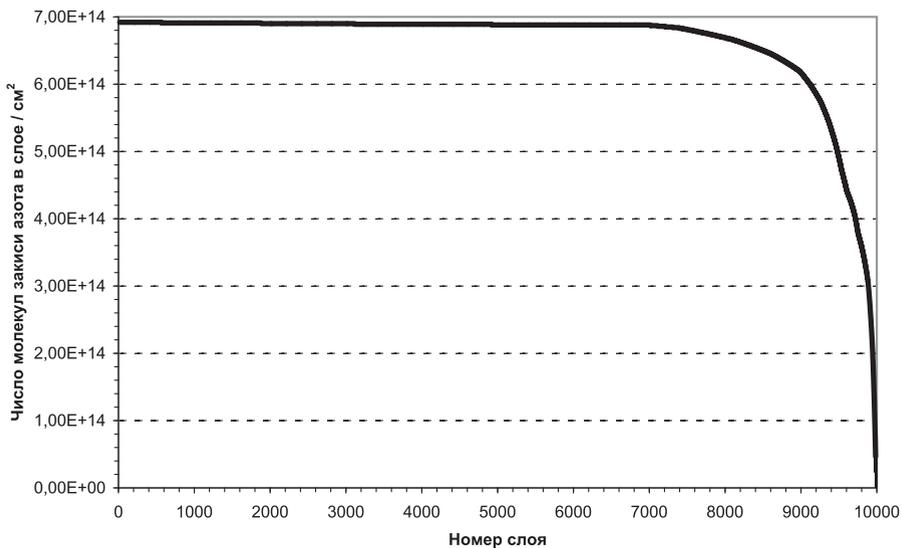


Рис. 2в. Распределение содержания N_2O в атмосферных слоях 1 – 10000 (молек./см²).

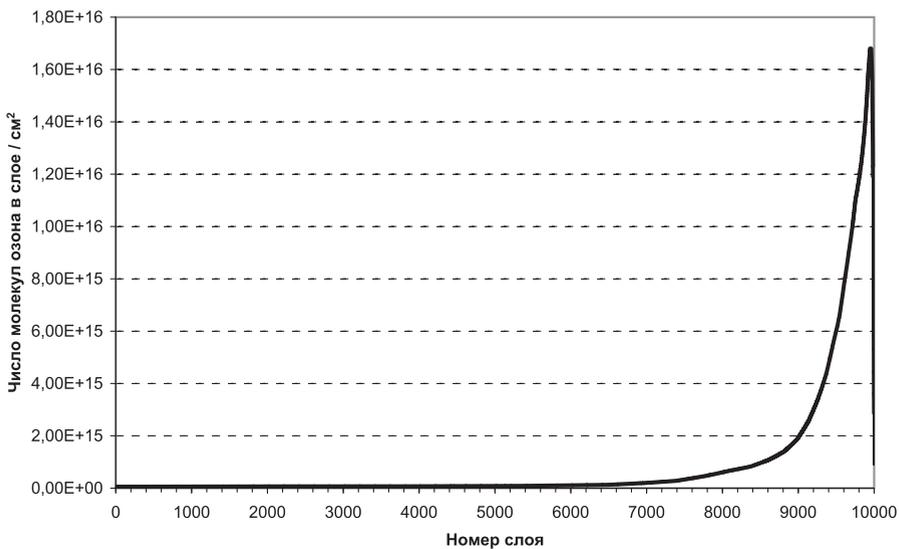


Рис. 2г. Распределение содержания O_3 в атмосферных слоях 1 – 10000 (молек./см²).

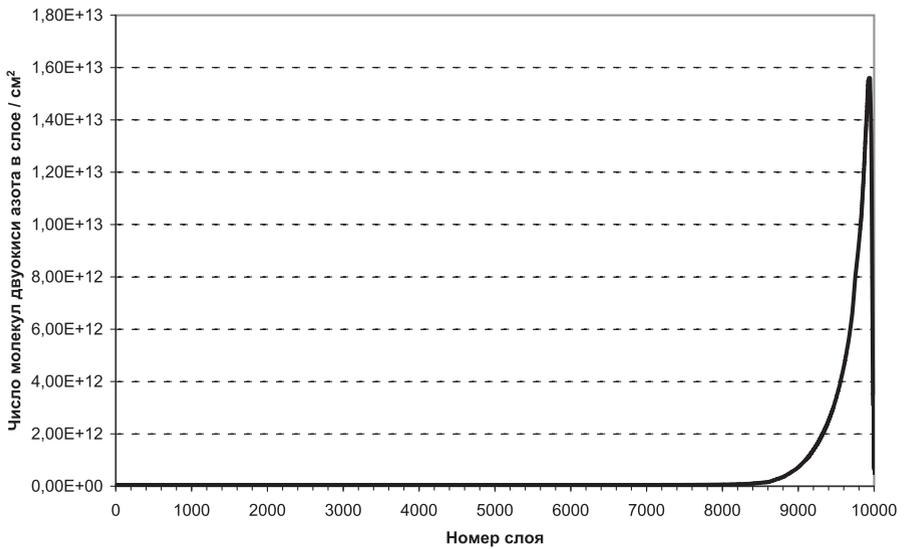


Рис. 2д. Распределение содержания NO_2 в атмосферных слоях 1 – 10000 (молек./ см^2).

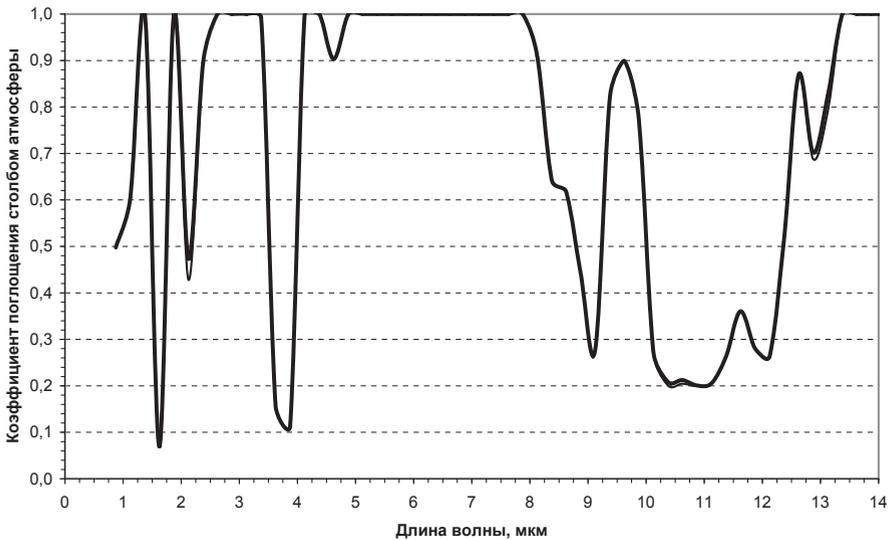


Рис. 3. Коэффициент поглощения (absorptivity) излучения столбом атмосферного воздуха в целом при разных длин волн: атмосфера 1970-х годов – обычная линия; то же с концентрацией CO_2 2008 г. – жирная линия.

При втором расчете содержание CO_2 во всех атмосферных слоях было увеличено пропорционально.

Как видно на рис. 3, для некоторых интервалов длин волн земная атмосфера является практически непрозрачной средой, т.е. коэффициент поглощения неотличим от единицы. Однако есть целый ряд интервалов (так называемые атмосферные окна), для которых атмосфера достаточно прозрачна. Значения коэффициента поглощения для них – 0,2 (см. интервал 10 – 11 мкм) и даже 0,1 (см. интервалы 1,5 – 2 мкм и 3,5 – 4 мкм).

На рис. 3 также заметно, что обе кривые практически сливаются везде, кроме интервалов 2 – 2,1 мкм, 10,3 – 10,9 мкм и 12,9 – 13,4 мкм. Учитывая характер современного распределение потока излучения земной поверхности по длинам волн (рис. 4), можно определенно полагать, что изменения в первом из интервалов практически никак не скажутся на доле общего потока излучения земной поверхности, которая поглощается атмосферой. Ведь первый интервал расположен на краю распределения, представленного на рис. 4. Изменения во вторых двух интервалах потенциально могут сказаться, поскольку они находятся вблизи максимума спектральной яркости.

Вычисления показали, что рассматриваемые изменения содержания CO_2 в атмосфере в рамках радиационной модели переноса энергии в атмосфере не сказываются существенно на доле общего потока излучения земной поверхности при температуре $T = 288,15 \text{ К}$ (современная температура), поглощаемого атмосферой. А именно, эта доля увеличилась всего на 0,17%, т.е. практически не изменилась.

Именно это обстоятельство – малость влияния изменений в газовом составе атмосферы в XX – начале XXI века на часть общего потока излучения земной поверхности, поглощаемого атмосферой – является причиной иногда высказываемых утверждений о невозможности дальнейшего существенного усиления парникового эффекта при дальнейшем увеличении содержания парниковых газов в атмосфере. Однако в следующем разделе будет показано, что это неправильное заключение. А именно, будет продемонстрировано, что при практически неизменной доле излучения земной поверхности, поглощаемой атмосферой, вертикальный радиационный профиль температуры в атмосфере может заметно измениться.

Равновесный радиационный вертикальный профиль температуры в атмосфере

Распределение суммарного среднего потока солнечного излучения 342 Вт м^{-2} , достигающего верхней границы земной атмосферы, по длине волны приведено на рис. 5.

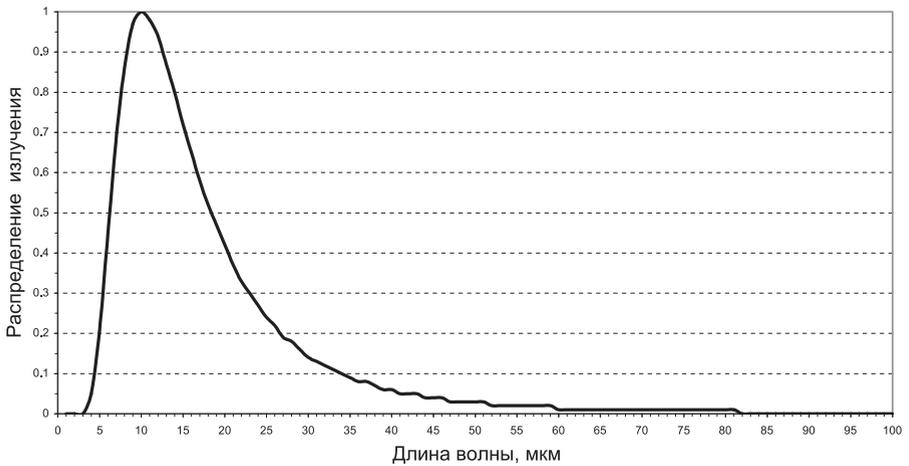


Рис. 4. Распределение излучения абсолютно черного тела по длинам волн при температуре поверхности 288,15 К (Земля) в долях максимальной спектральной яркости.

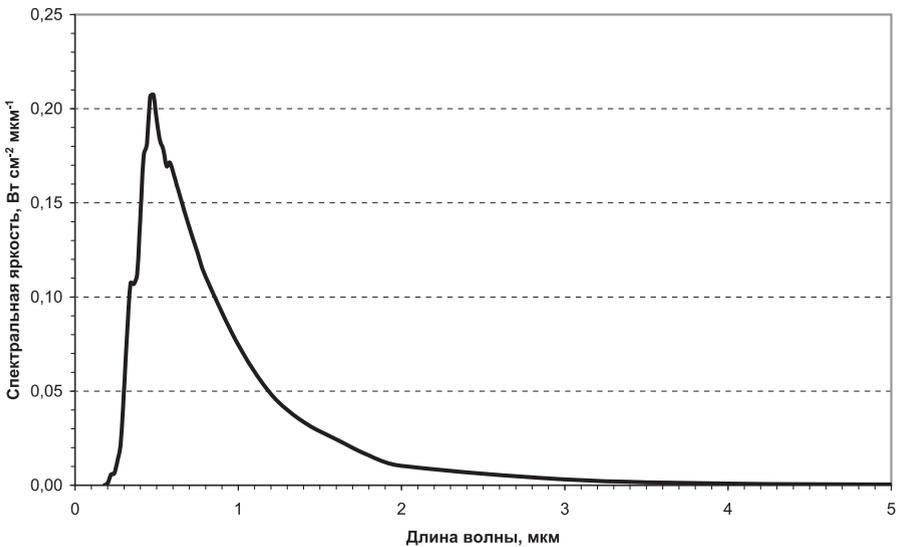


Рис. 5. Распределение солнечного излучения на верхней границе атмосферы, по длине волны (Матвеев, 2002, с. 133).

На первом этапе вычислений рассчитывались только нисходящий и восходящий потоки солнечного излучения в земной атмосфере («солнечные» потоки). Для расчета использовались уравнения (1), которые в данном случае имеют следующий вид:

$$\frac{dS^\downarrow(\lambda, M)}{d(-M)} = -(u(\lambda, M) + v(\lambda, M))S^\downarrow(\lambda, M) + 0,5u(\lambda, M)(S^\downarrow(\lambda, M) + S^\uparrow(\lambda, M))$$

$$\frac{dS^\uparrow(\lambda, M)}{d(M)} = -(u(\lambda, M) + v(\lambda, M))S^\uparrow(\lambda, M) + 0,5u(\lambda, M)(S^\downarrow(\lambda, M) + S^\uparrow(\lambda, M))$$
(8)

При этом должны выполняться следующие граничные условия на верхней и нижней границах атмосферы соответственно:

$$S^\downarrow(\lambda, M_0) = S_0(\lambda) \text{ и } S^\uparrow(\lambda, 0) = a(\lambda) S^\downarrow(\lambda, 0) \text{ при любом } \lambda$$
(9)

Расчет нисходящего $S^\downarrow(\lambda, M)$ и восходящего $S^\uparrow(\lambda, M)$ потоков солнечного излучения при решении уравнений (8) при граничных условиях (9) позволил, в частности, получить оценки вертикального распределения потока солнечного излучения

$$s_{\text{abs}}(M) = \int_0^\infty v(\lambda, M) (S^\downarrow(\lambda, M) + S^\uparrow(\lambda, M)) d\lambda,$$

поглощаемого атмосферными слоями, а также оценку потока солнечной энергии S_e , поглощаемого земной поверхностью.

При выполнении компьютерных расчетов уравнения (8) решались в конечномерном приближении для потоков излучения, соответствующих интервалам длин волн от 1-го до 20-го из принятых 410, поскольку компоненты потока солнечного излучения, соответствующие интервалам 21 – 410, пренебрежимо малы. В предположении о постоянстве альбедо земной поверхности $a(\lambda) \equiv 0,152$ процедура подбора значения параметра A зависимости (7) привела к следующему результату: $A = 0,833 \cdot 10^{-5} \text{ мкм}^4$. При этом значении модельные солнечные потоки – достигающий земной поверхности и уходящий обратно в космос – в максимальной степени соответствовали фактическим. При дальнейших расчетах параметр A считался неизменным.

На втором этапе вычислений рассчитывались нисходящий $J^\downarrow(\lambda, M)$ и восходящий $J^\uparrow(\lambda, M)$ потоки излучения земной поверхности и атмосферных слоев («земные» потоки). Для расчета использовались уравнения (1), которые в данном случае имеют следующий вид:

$$\frac{dJ^\downarrow(\lambda, M)}{d(-M)} = -v(\lambda, M)J^\downarrow(\lambda, M) + v(\lambda, M)B(\lambda, T(M))$$

$$\frac{dJ^\uparrow(\lambda, M)}{d(M)} = -v(\lambda, M)J^\uparrow(\lambda, M) + v(\lambda, M)B(\lambda, T(M))$$
(10)

При этом должны еще выполняться следующие граничные условия на верхней и нижней границах атмосферы соответственно:

$$J^\downarrow(\lambda, M_0) = 0 \text{ и } J^\uparrow(\lambda, 0) = B(\lambda, T_0) \text{ при любом } \lambda$$
(11)

Здесь $T(M)$ и T_0 – вертикальный профиль температуры в атмосфере и температура земной поверхности соответственно.

При выполнении компьютерных расчетов уравнения (10) решались в конечноразмерном приближении для потоков излучения, соответствующих принятым интервалам длин волн от 14-го до 410-го, поскольку при реальных температурах компоненты потоков излучения земной поверхности и атмосферных слоев, соответствующие интервалам 1 – 13, пренебрежимо малы.

Расчет радиационно-равновесного вертикального профиля температуры проводился итеративно следующим образом.

- 1) Для температуры земной поверхности T_0 и профиля температуры в атмосфере T_i ($i = 1, 2, \dots, 10000$ – номер атмосферного слоя) вычислялись потоки инфракрасного излучения атмосферных слоев и земной поверхности. Считалось, что энергия излучается в диапазоне $k = 14, 15, \dots, 410$, причем поток F_{ik} , излучаемый в одном направлении земной поверхностью ($i = 0$) или i -м атмосферным слоем ($i = 1, 2, \dots, 10000$) в k -м интервале равен (Матвеев, 2000, с. 125-126)

$$F_{ik} = V_{ik} \frac{c_1}{(\lambda_k)^5 \exp(c_2/\lambda_k T_i)} \Delta\lambda$$
(12)

- 2) С помощью конечноразмерного аналога системы уравнений (10) вычислялись нисходящие и восходящие потоки инфракрасного излучения атмосферных слоев и земной поверхности для каждого из спектральных интервалов $k = 14, 2, \dots, 410$ и для каждого $i = 0, 1, 2, \dots, 10000$ (т.е. для всех атмосферных слоев и земной поверхности).
- 3) Вычислялся баланс энергии для каждого из атмосферных слоев и земной поверхности как разность двух величин: а) суммы поглощенных частей нисходящих и восходящих потоков инфракрасного излучения атмосферных слоев и земной поверхности и поглощенного солнечного излучения (s_{abs} и S_e) и б) излученного инфракрасного потока (для атмосферных слоев – вверх и вниз).

- 4) Рассчитывалось изменение температуры земной поверхности и атмосферных слоев за 150 с. При этом считалось, что масса вещества под 1 м^2 земной поверхности равна 1 кг (примерно как у атмосферного слоя). Принятые при вычислениях значения теплоемкости для этого вещества и воздуха – соответственно примерно 837 и $760 \text{ Дж К}^{-1} \text{ кг}^{-1}$. В соответствии с этими значениями теплоемкости¹ и балансом энергии за 150 с менялись значения температуры T_0 и T_i $i = 1, 2, \dots, 10000$.

Далее вычисления повторялись снова. В качестве начального приближения значений температуры был выбран профиль, близкий к равновесному для атмосферы 1970-х.

Было сделано около 109700 итераций, что соответствует примерно $0,5$ года реального времени. К этому времени радиационный баланс земной поверхности и атмосферных слоев становился практически нулевым; температура стабилизировалась. Расчет был сделан в нескольких вариантах: для атмосферы 1970-х годов, когда концентрация CO_2 была примерно 330 ppm , и для такой же атмосферы по содержанию всех газов, кроме CO_2 – его содержание при расчетах было $0, 40, 100, 182, 280, 385, 430$ и 660 ppm . Приведем некоторые результаты этих расчетов.

При увеличении концентрации CO_2 от 330 до 385 ppm (уровень 2008 г.) расчетная равновесная температура земной поверхности увеличилась на $0,33 \text{ К}$. На рис. 6а изображен радиационно-равновесный профиль температуры в атмосфере для первого случая, а на рис. 6б – его изменение от первого случая ко второму.

Как видно на рис. 6а, расчетный вертикальный равновесный радиационный профиль температуры, соответствующий составу атмосферы 1970-х годов, качественно воспроизводит фактический профиль в тропосфере и нижней стратосфере (U. S. Standard Atmosphere, 1976). В частности, модельный расчет привел к оценке температуры в тропопаузе 213 К , которая весьма близка к фактической 217 К .

Однако есть и существенное отличие. Так, расчетная температура у земной поверхности примерно 316 К , а фактическая 288 К . Это – следствие неучета нерадиационных потоков тепла (термики, испарение), играющих заметную роль в пограничном слое атмосферы. Ведь они переносят в среднем 102 Вт м^{-2} энергии, а радиационным путем с земной поверхности уходит 390 Вт м^{-2} энергии (Climate Change 2001, 2001, p. 90).

¹ На самом деле, конкретные значения теплоемкости и массы вещества под 1 м^2 земной поверхности для этого расчета теоретически не важны, поскольку ищется равновесный профиль. Однако их выбор существенен для сходимости вычислительного алгоритма.

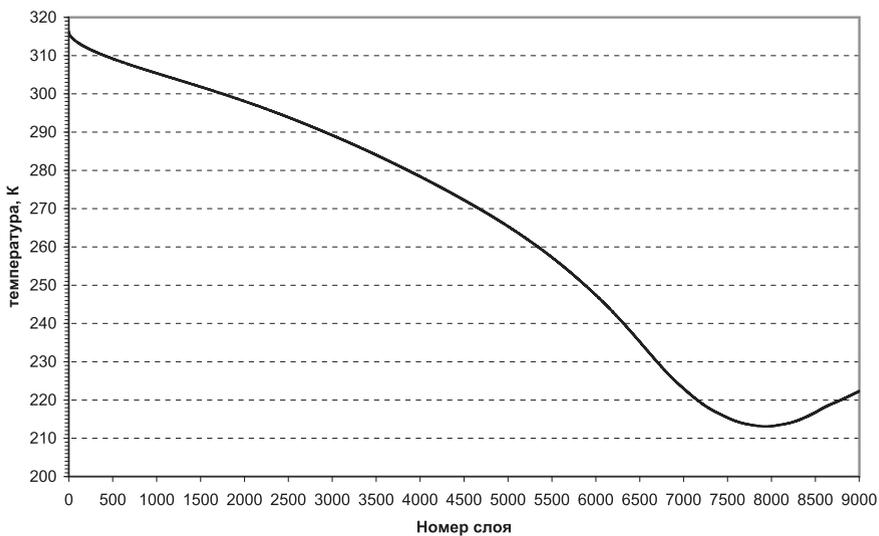


Рис. 6а. Радиационно-равновесный вертикальный профиль температуры, соответствующий земной атмосфере 1970-х годов.

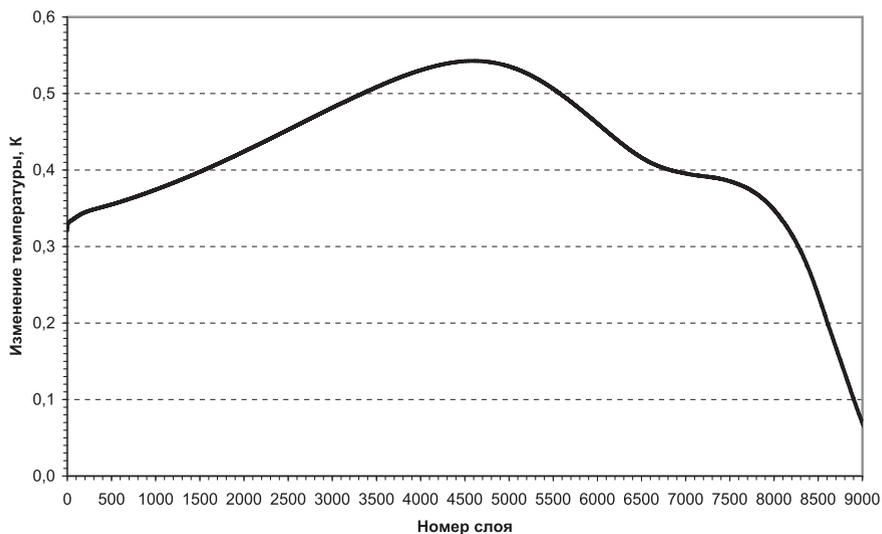


Рис. 6б. Изменение профиля в ответ на увеличение содержания CO_2 до уровня 2008 г.

Предложенная модель в настоящем виде не может корректно описывать состояние атмосферы в верхней стратосфере и выше, т.е. для атмосферных слоев выше 9000-го. Это связано с недостаточностью данных на веб-странице <http://www.spectralcalc.com/> о сечениях поглощения для O_3 и NO_2 для малых длин волн – $< 1 \mu\text{м}$ и $< 3 \mu\text{м}$ соответственно. А ведь содержание именно этих радиационно-активных газов существенно возрастает в этой части атмосферы.

Рис. 6б позволяет сравнить равновесный радиационный профиль, соответствующий атмосфере 1970-х с тем, который получается в модели при увеличении только содержания CO_2 до уровня 2008 г. Изменение температуры воздуха у земной поверхности составляет 0,33 К. По мере удаления от земной поверхности потепление усиливается и достигает 0,54 К в 4600-м слое (примерно на высоте 5 км). Далее потепление уменьшается, на нижней границе тропопаузы (8000-й слой, примерно 12 км) оно достигает приземных значений, и далее уменьшается до 0,03 К.

На рис. 7 приведена расчетная зависимость радиационно-равновесной температуры земной поверхности от концентрации CO_2 в интервале от 0 до 660 ppm. Эффективность CO_2 как парникового газа, проявляется особенно существенно на интервале «доиндустриальных» значений, т.е. от 0 до 280 ppm. Нарастание концентрации газа в этом диапазоне обеспечивает потепление примерно на 12 К. Далее темп нарастания температуры снижается: увеличение концентрации от 385 до 660 ppm приводит к потеплению только примерно на 1,2 К.

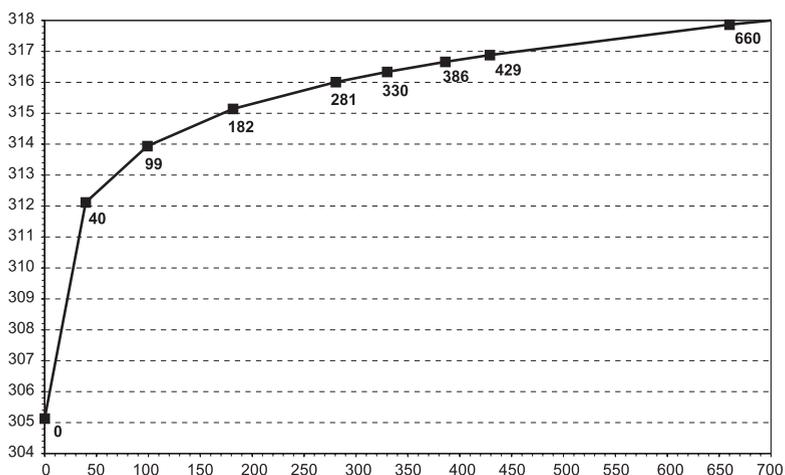


Рис. 7. Расчетная радиационно-равновесная температура земной поверхности при разных значениях концентрации CO_2 ; значения концентрации приведены на рисунке.

Следует отметить, что приведенный результат получен для идеальной ситуации, когда меняется лишь концентрация CO_2 . В реальной ситуации на эффект окажут влияние также некоторые другие факторы, действие которых может быть разнонаправленным. Среди них:

- уменьшение (смягчение) потепления за счет нерадиационного оттока тепла от земной поверхности в атмосферу и
- усиление потепления за счет испарения дополнительного количества воды с земной поверхности и увеличения вследствие этого содержания водяного пара в атмосфере, что усилит парниковый эффект.

Благодарности

Авторы благодарны В.И. Эскину и А.М. Хорошутину за полезные дискуссии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров Э. Л., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Хргиан А. Х. 1992. Озонный щит Земли и его изменения. С.-Пб.: Гидрометеоздат. 288 С.
- Краткий справочник физико-химических величин. 1983. Л.: Химия, Ленинградское отделение. 231 С.
- Матвеев Л. Т. 2000. Физика атмосферы. С.-Пб.: Гидрометеоздат. 778 С.
- Переведенцев Ю. П. 2004. Теория климата. Казань: Изд-во Казанского университета. 318 С.
- Кароль И. Л. (ред.). 1986. Радиационно-фотохимические модели атмосферы (Андропова Н. Г., Бабанова В. В., Кароль И. Л., Киселев А. А., Кудрявцев А. П., Морозова И. А., Розанов Е. В., Фролькис В. А.). Л.: Гидрометеоздат. 192 С.
- Семенов С. М. 2009. Модельные оценки влияния изменений свойств поглощения и рассеяния лучистой энергии атмосферой на равновесную среднюю температуру земной поверхности. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXII. М.: ИГКЭ. С. 48-63.
- Сорохтин О. Г. 2001. Парниковый эффект: миф и реальность. Вестник РАЕН, Т. 1, № 1. С. 8-21.
- Climate Change 2001. 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., et al., editors). Cambridge University Press. 881 P.
- The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 edition. 1998. J. Quant. Spectrosc. Radiat. V.60, № 5. P. 665-710.
- Van de Hulst H. C. 1981. Light Scattering by Small Particles. Dover Publ. New York.
- Kiehl J. T., Trenberth K. E. 1997. Earth's annual global mean energy budget. Bull. Amer. Met. Soc. V. 78. P. 197-208.
- Keeling R. F., Piper S. C., Bollenbacher A. F., Walker J. S. 2009. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U. S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U. S. A. doi: 10.3334/CDIAC/atg.035
- Mie G. 1908. Beiträge zur optic trüber medien speziell kolloidaler metallösungen. Ann. Phys. V. 25. P. 377-445.
- Trenberth K. E., Solomon A. 1994. The global heat balance: heat transports in the atmosphere and oceans. Climate Dynamics. V. 10. P. 107-134.
- U. S. Standard Atmosphere. 1976. National Aeronautics and Space Administration. № 77-16482. 241 P.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ И ИХ ВЗАИМОСВЯЗЬ С ЦИРКУЛЯЦИОННЫМИ ИНДЕКСАМИ

Г. Н. Панин¹⁾, Т. Ю. Выручалкина, И. В. Соломонова

Россия, 119333 Москва, ул. Губкина, д. 3, Институт водных проблем РАН,
¹⁾panin@aqua.laser.ru

Реферат. Исследованы изменения приземной температуры воздуха в средних и высоких широтах Северного полушария (от 50° до 90° с.ш.). Проведенный анализ полей температуры воздуха показал наличие двух типов её пространственного распределения. Выполнено районирование с выделением шести регионов с однотипным региональным изменением климата. Проанализирована взаимосвязь индексов циркуляций, действующих в этих зонах, с приземной температурой воздуха.

Ключевые слова. Изменения климата, температура воздуха, циркуляционные индексы.

REGIONAL CLIMATIC CHANGES IN NORTHERN HEMISPHERE AND THEIR RELATIONSHIP TO CIRCULATION INDEXES

G. N. Panin¹⁾, T. Yu. Vyruchalkina, I. V. Solomonova

Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, 3, Gubkin st., 119333
Moscow, Russia, ¹⁾panin@aqua.laser.ru

Abstract. Changes in surface air temperature (SAT) in mid- and high latitudes of the Northern Hemisphere (50° to 90°) are studied. Two types of spatial distribution of the change were identified through the analysis. The accomplished zoning yielded six regions with the similar type of climate change within each region. A relationship of indexes of a circulation typical of each region to SAT was analyzed.

Keywords. Climate change, air temperature, circulation indexes.

Введение

Известно, что климатические изменения оказывают значительное влияние на состояние природной среды, экономики и общества. Климат Земли за столетие изменился как на глобальном, так и на региональном уровне, причем процесс изменений ускорился и стал мощнее в последние десятилетия XX века (Анисимов и др., 2003; Бардин, 2002; Голицын, 2006; Мохов и др., 2002; Груза и др., 2003; Израэль и др., 2007; Панин, 2009; Попова, Шмакин, 2006; Школьник и др., 2006).

Заметные вариации климата, происходящие в последние годы, стимулировали большое количество новых исследований. Одним из главных средств изучения предсказуемости и количественных оценок изменений климата стало численное моделирование циркуляции атмосферы и океана. Глобальные климатические изменения в XX веке удается достаточно хорошо воспроизводить с помощью моделей циркуляции атмосферы и океана (Climate Change 2007, 2007). Согласно сценариям прогнозируемого изменения климата, для всех регионов ожидается дальнейший рост температуры воздуха как в XXI, так и в XXII столетиях.

Наблюдения за климатом по регионам показывают, что совокупность атмосферных явлений претерпевала более значительные изменения и вариации, чем глобальные. Особенно значительные изменения наблюдались в последней четверти XX, начале XXI вв.

Важнейшая особенность климата в прошедшем столетии – неоднократные его изменения. Потепление климата в XX в. происходило неравномерно в течение двух периодов с 1911–1945 гг. и с 1976 г. по настоящее время. С 1945–1975 гг. наблюдалось незначительное понижение температуры, которое усиливалось с продвижением на север (в северных широтах от 60° до 90° с.ш. понижение температуры в этот период времени превысило 1,5°C).

Существующие объяснения вариации векового хода глобальной и, в особенности, региональной температуры пока не представляются убедительными.

Заметим, что проблемой изменения климата занимаются давно и основательно. Можно выделить работы Folland, 2001; Johannessen, 2003-2004; Bengtsson, 2004; Parker, 1994; Polyakov, 2003; Мохов и др., 2002; Израэль, 2006; Gruza, 1999 и др. В ряде исследований приводятся количественные оценки изменения климата. Для оценки антропогенных изменений климата проводятся исследования взаимосвязи изменений температуры и содержания в атмосфере парниковых газов, в частности, компонентов углеродного цикла. Такие оценки находятся в зависимости от конкретных предположений о будущих изменениях парниковых газов и от конкретных параметризаций и моделей, использовавшихся при анализе. Основное недоверие к результатам прогнозирования изменений климата связано с тем, что современные модели дают лишь линейную или логарифмическую зависимость между изменениями температуры воздуха и концентрации парниковых газов в атмосфере. Кроме того прекращение потепления в Южном полушарии и понижение температуры в Северном в период с 1940-х гг. – по 1970-е гг. не находит физического объяснения, так как рост концентрации парниковых газов происходил непрерывно. Следует заметить также, что при моделировании климатических изменений в соответствии со сценариями МГЭИК (IPCC)

(Climate Change 2007, 2007) основное внимание уделяется отдаленной перспективе. О климатических же изменениях ближайших лет говорится с большей неопределенностью, чем об их изменениях в отдаленной перспективе. При толковании этих оценок важно иметь в виду, что по-прежнему сохраняются неопределенности в том, что касается характера, величины и темпов будущего изменения регионального климата. Кроме того, можно отметить, что наряду с процессом глобального потепления происходит затемнение атмосферы и подстилающей поверхности.

В данной статье основное внимание уделяется объяснению причин вариации температуры, имевшей место в XX столетии. Развивается концепция, позволяющая объяснить вариации температуры в XX веке. Наряду с этим значительное внимание уделено районированию, выделению зон с одинаковыми климатическими особенностями в высоких и средних широтах Северного полушария. Заметим, что большинство исследований климата опираются на традиционное биоклиматическое районирование, которое основано на критериях подобия таких характеристик, как среднегодовые значения температуры воздуха, осадков, преобладающие типы атмосферной циркуляции, континентальность или же какие-либо иные установившиеся показатели, характеризующие стационарный климат. Вместе с тем в последние годы появились и другие методы районирования, учитывающие пространственную картину современных изменений. В данной статье предлагается критерий районирования, основанный на современной динамике температуры воздуха.

Для мониторинга климатических изменений и отражения влияния этих изменений на окружающую среду были использованы климатические индексы.

Методы и материалы

Анализ температурных изменений в Северном полушарии (в зоне от 49,5° с.ш. до 82,5° с.ш.) проводился по данным среднемесячной температуры воздуха 211 метеостанций (рис. 1).

Источниками данных являются: Всероссийский Научно-Исследовательский Институт гидрометеорологической информации – мировой центр данных (ВНИИГМИ–МЦД); система обслуживания гидрометеорологической информацией CliWare; The Global Historical Climatology Network (GHCN) национального климатического центра данных США; The European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) project; база данных WMO.

Из исходного архива данных был выделен период 1916–2007 гг. Хотя стоит указать, что по некоторым пунктам продолжительность периода наблюдений за температурой воздуха достигает 250–300 лет.

Важно отметить, что в отличие от широко используемых данных реанализов, зависящих от систем усвоения и качеств моделей, натурные наблюдения не содержат модельных искажений.

По 211 пунктам наблюдения был проведен статистический анализ изменения температуры воздуха за последнее столетие. Основными критериями при выборе данных послужили продолжительность, однородность, непрерывность и т.д. Оценка изменения климата, прежде всего, включает оценку трендов, что было сделано ранее (Панин и др., 2008, 2009). В данной работе основное внимание было уделено изучению причин изменения климатических тенденций, анализу особенностей пространственной изменчивости полей температуры, а также их взаимной связи с индексами циркуляции.

Поля температуры были построены с помощью программы SURFER, с использованием Gridding Methods. Для большинства множеств экспериментальных данных самым эффективным является метод Криге (Kriging) с линейной (Linear) вариограммой. Построение сеточной функции (Gridding) – это процесс вычисления значений интерполяционной функции в точках регулярной сети по значениям хаотически расположенных экспериментальных точек данных (наблюдений). Интерполяционные схемы, реализованные в SURFERe, 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 не много 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.

Что касается весовых коэффициентов, то большинство методов построения сети, реализованных в SURFERe, основаны на вычислении весовых коэффициентов, с помощью которых взвешиваются значения экспериментальных значений в точках наблюдений. И нам не было необходимости самим вводить их.

Результаты

В настоящей статье представлены результаты анализа полей температуры воздуха, позволившие выделить в Северном полушарии 2 типа ее распределения. Один тип характеризуется чередованием периодов роста и спада (~ 1945–1975 гг.), а второй – непрерывным ростом температур в XX веке (рис. 2). Первый тип наблюдается в полярных областях и прилегающих к ним районам, что также отмечаются

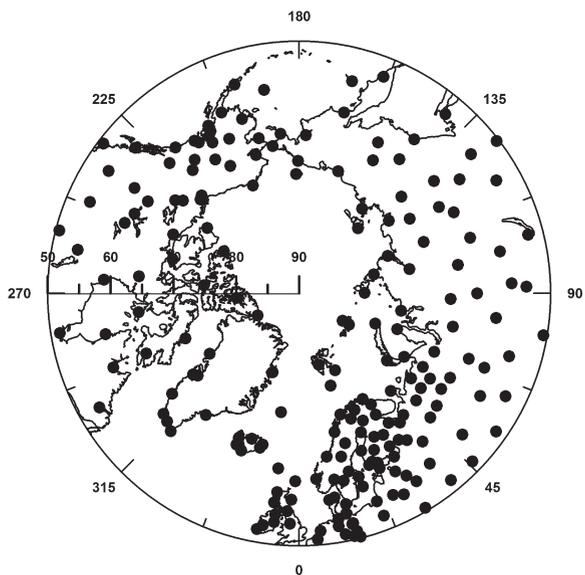


Рис. 1. Схема расположения метеостанций

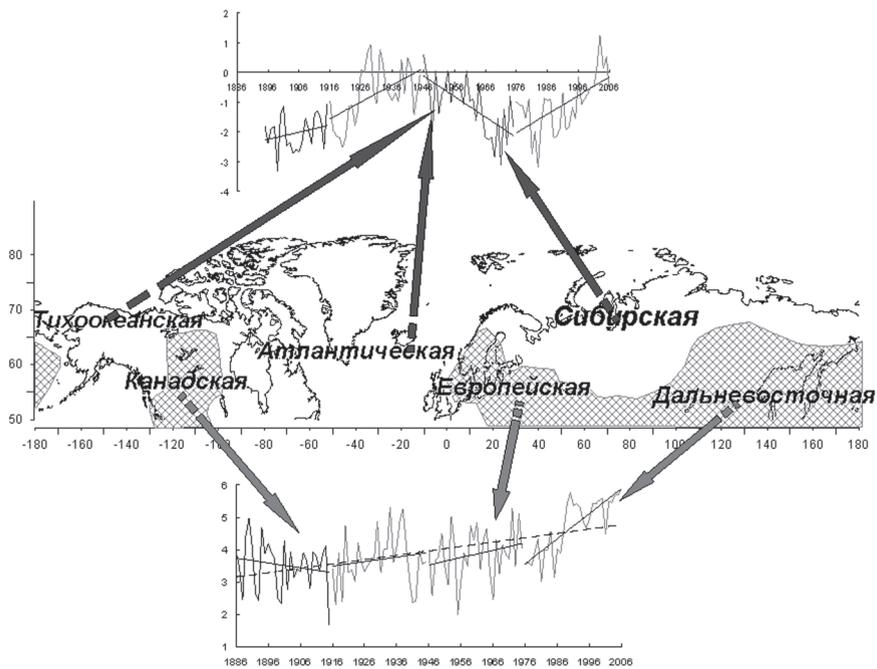


Рис. 2. Схема расположения зон с характерными типами температурных изменений

в работах Johannessen et al., 2004; Khorostovsky et al., 2003 и др. А с приближением к югу получает распространение второй тип.

В целом работа состояла из двух этапов. На первом этапе нами было проведено районирование на основе композиционного анализа, одним из критериев которого являются описанные ранее два типа распределения температур.

Установлено (Панин и др., 2008, 2009), что на территории от 60° до 90° с.ш. выделяется 6 зон с однотипным изменением климата (рис. 3а): Тихоокеанская (Т), Канадская (К), Атлантическая (Ат), Европейская (Ев), Сибирская (С) и Дальневосточная (Д). При продвижении на юг (к 50° с.ш.) число зон сокращается до 5 (рис. 3б). Внутри каждой зоны пункты хорошо скоррелированы.

На втором этапе, для мониторинга климатических изменений и отражения влияния этих изменений на окружающую среду были использованы данные многолетних (1950–2000 гг.) колебаний индексов циркуляции, известных в зарубежной литературе как «Northern Hemisphere teleconnection patterns», которые получили широкое признание как инструмент для изучения изменений крупномасштабной циркуляции и долгосрочного прогноза погоды. Эти циркуляционные индексы получены либо путем вычисления разности нормированных значений давления на уровне моря (SLP), либо разложением по естественным ортогональным функциям (ЕОФ) колебаний поля геопотенциала изобарической поверхности 700 или 1000 гПа для внетропической зоны Северного полушария. В работе использовались материалы Центра прогнозов климата Национального управления по исследованию океана и атмосферы США (NOAA), который проводит мониторинг этих циркуляционных механизмов и вычисление соответствующих индексов.

Анализ проводился как по сезонам (зима, лето), так и по годовым значениям. Специальное внимание было уделено территории Северной Евразии.

В качестве основных составляющих изменчивости поля давления над Северным полушарием выделяются следующие циркуляционные механизмы, названные в соответствии с их географической привязкой:

1. *North Atlantic Oscillation (NAO)* – североатлантическое колебание
2. *Arctic Oscillation (AO)* – арктическое колебание
3. *Pacific Decadal Oscillation (PDO)* – тихоокеанское декадное колебание
4. *North Pacific index (NPI)* – северо-тихоокеанский
5. *East Atlantic Pattern (EA)* – восточно-атлантический
6. *West Pacific Pattern (WP)* – западно-тихоокеанский

7. *Pacific/North American Pattern (PNA)* – тихоокеанско-североамериканский
8. *East Atlantic/West Russia Pattern (EA/WR)* – восточно-атлантический – западно-российский
9. *Scandinavia Pattern (SCA)* – скандинавский
10. *Polar/Eurasia Pattern (POL)* – полярно-евразийский
11. *Siberian/Alaskan index* – сибирско-аляскинский
12. *Siberian index* – сибирский
13. *Alaskan index* – аляскинский
14. *Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)* – Атлантическое мультитендециальное колебание

В процессе анализа было установлено, что каждой из выделенных нами зон свойственен конкретный набор циркуляционных индексов из 14-ти, характерных для Северного полушария. Наибольшее влияние на климат рассматриваемой территории оказывают следующие 8 циркуляционных индексов: NAO, AO, PDO, NPI, WP, PNA, SCA, Siberian index, что согласуется с (Попова, Шмакин, 2006). Приведем краткое описание этих индексов.

Индекс NAO является суммарным измерением состояния циркуляции в средних широтах Северной Атлантики. Он отражает колебание атмосферного давления между севером и югом Северной Атлантики с центрами в районе Исландии (минимум) и в районе Азорских о-вов (максимум) (Hurrell, 1995).

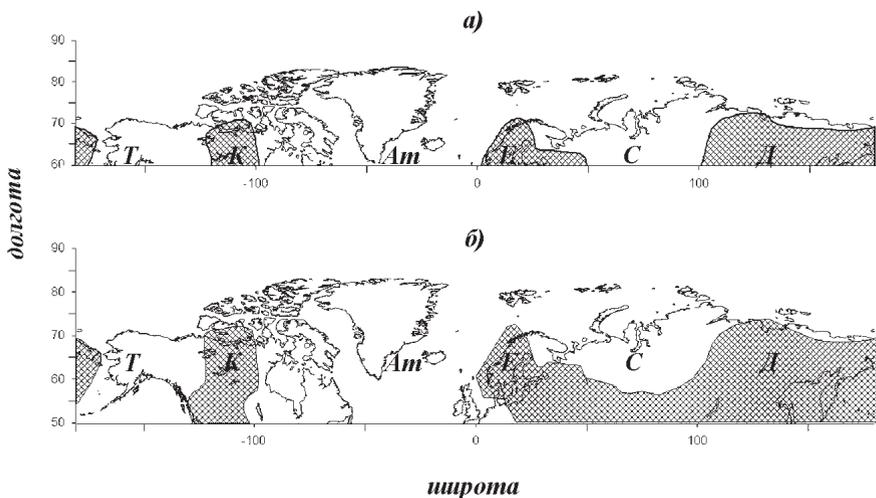


Рис. 3. Зонирование территории высоких широт Северного полушария: а) 60-90 широта, б) 50-90 широта. Штриховка – теплые зоны, холодные – без штриховки

Термин «Арктическое колебание» (АО) введен для исследования глобальных процессов аномалий циркуляции в Северном полушарии (Thompson and Wallace, 1998). Характеризует несезонные вариации атмосферного давления над уровнем моря севернее 20° с.ш. АО выражается в изменении давления в Арктике и противоположных изменениях в районе $37 - 45^{\circ}$ с.ш. Арктическую осцилляцию представляют в виде двух фаз: высокий и низкий индексы, т.е. тёплая и холодная фазы соответственно. В частности, во время тёплой фазы из Атлантического океана в Арктику приходят более тёплые и солёные воды, уменьшая тем самым слой особо холодной воды, подпертой льдом. Это приводит к тому, что климатические условия в северной Европе становятся теплее и влажнее, чем обычно. В период низкого индекса, холодная свежая вода остаётся в заливах и бухтах северных морей, что препятствует таянию морского льда.

Scandinavia Pattern (SCA) – отражает колебание блокировки зонального переноса над Северной Евразией с максимумом на территории Европы и Западной Сибири и минимумом в Восточной Сибири.

Силу сибирского антициклона, в частности область повышенного давления, формирующаяся зимой над территорией Сибири, отражает Siberian index.

Для северо-тихоокеанского сектора режимы усиления и блокировки зонального переноса отражаются соответственно индексами WP и PNA. Индекс WP в основном характеризует интенсивность зонального переноса между алеутской депрессией и гонолульским антициклоном. В то же время для северной оконечности Дальнего Востока РФ с ним связано усиление меридиональной составляющей. В свою очередь положительная фаза PNA представлена усилением зональной составляющей вдоль северного побережья Азии и активизацией выноса воздушных масс с юга в районе Урала (вдоль северо-западной периферии обширной антициклонической области с центром в Предбайкалье, характерной для этого механизма).

Термин «Тихоокеанское Декадное колебание» (PDO) ввел Steven Nare в 1996 г. Изменчивость PDO обычно представляется двумя индексами, рассчитанными на основе температуры поверхности океана (ТПО) и приземного давления. Индексы представляют средние аномалии ТПО и приземного давления за период с октября по март в регионе Тихого океана севернее 20° с.ш., рассчитанные по среднемесячным значениям аномалий. Положительные (отрицательные) значения индексов соответствуют положительной (отрицательной) фазе PDO. По характеру изменчивости индексов видно, что каждая фаза PDO имеет тенденцию продолжительностью 20-30 лет. Исследования (Trenberth, 1990; Trenberth, Hurrell 1994; Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997) показывают, что теплой фазе PDO соответствуют холодные аномалии ТПО в северной центральной части

океана и теплые вдоль западного побережья Северной Америки, а также отрицательные аномалии приземного давления в северной части океана. Механизм возникновения и развития PDO в настоящее время не достаточно изучен. Однако, даже при отсутствии теоретического объяснения этого механизма, информация о развитии PDO чрезвычайно полезна в сезонных и годовых прогнозах для региона Северной части Тихого океана, Северной Америки и Северо-Восточной Азии.

Индекс NPI определяется как средневзвешенное по площади давление над уровнем моря в регионе 30° с.ш. – 65° с.ш. и 160° в.д. – 140° з.д. в зимний период (Trenberth, Hurrell, 1994), тем самым отражает измерение интенсивности Алеутского минимума в зимний период.

География распространения циркуляционных индексов следующая (рис. 4, 5, таблица).

В районе Тихого океана доминируют индексы PDO, PNA, NPI; в Северной Атлантике – NAO, AO; в Сибири – NAO, AO, SCA, Siberian index; на Дальнем востоке – AO, SCA, WP. Причем каждый из индексов имеет значимую (0,5 – 0,7) положительную или отрицательную корреляцию с полями приземной температуры воздуха.

Таблица

**География распространения циркуляционных индексов
(по зимнему сезону)**

Индекс	Территориальное расположение	Исследуемые зоны	На территории РФ по федеральным округам
NAO	от -10° з.д до 90° в.д	Ев, С, Ат	Центральный, Северо-Западный, Приволжский, Уральский, Сибирский
AO	от -15° з.д до 55° в.д и от 70° в.д до 130° в.д	Ев, С, Ат, Д	Центральный, Северо-Западный, Приволжский, Уральский, Сибирский, Дальневосточный
SCA	от 40° в.д до 130° в.д	С, Д	Уральский, Сибирский, Дальневосточный
PDO	от -170° з.д до -120° з.д	Т, К	-
PNA	от -155° з.д до -95° з.д	Т, К	-
NPI	от -160° з.д до -100° з.д	Т, К	-
WP	от 150° в.д до 165° в.д	Д	Дальневосточный
Siberian index	от 50° в.д до 120° в.д	С	Северо-Западный, Уральский, Сибирский

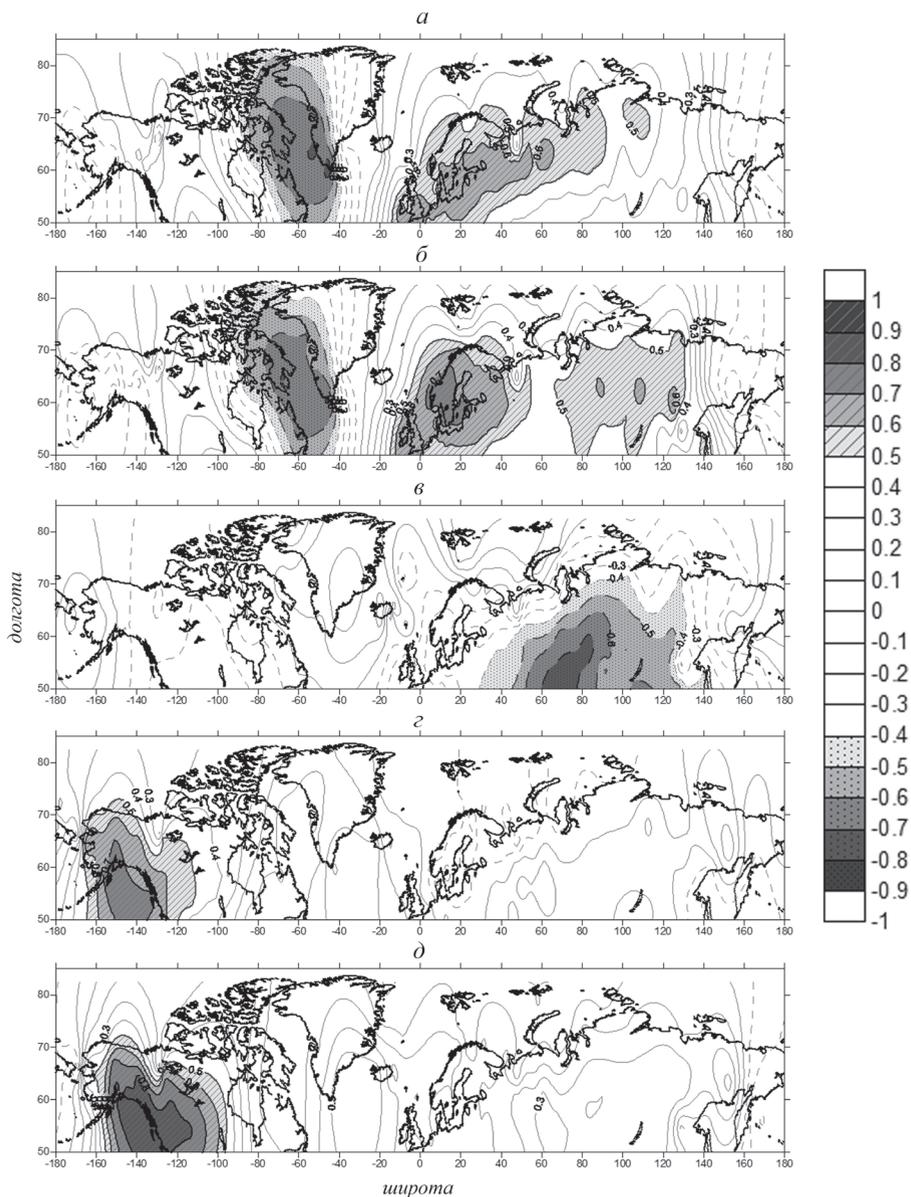


Рис. 4. Взаимосвязь зимней температуры воздуха и зимнего индекса атмосферной циркуляции (по зимнему сезону) соответственно: а) NAO, б) АО, в) SCA, г) PDO, д) PNA

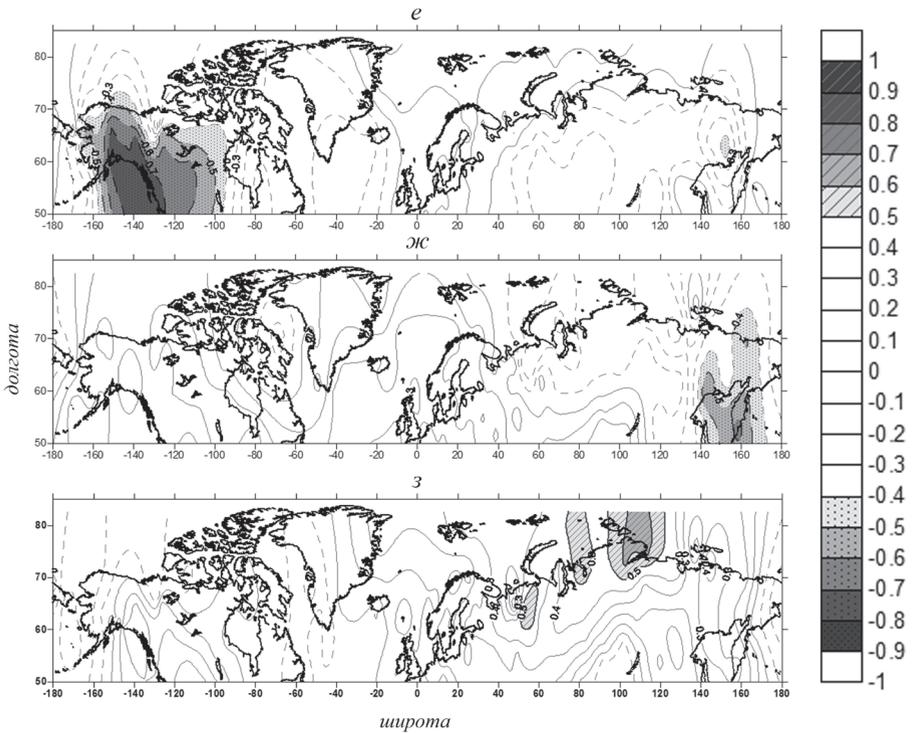


Рис. 4 (продолжение). Взаимосвязь зимней температуры воздуха и зимнего индекса атмосферной циркуляции (по зимнему сезону) соответственно: е) NPI, ж) WP, з) Siberian index

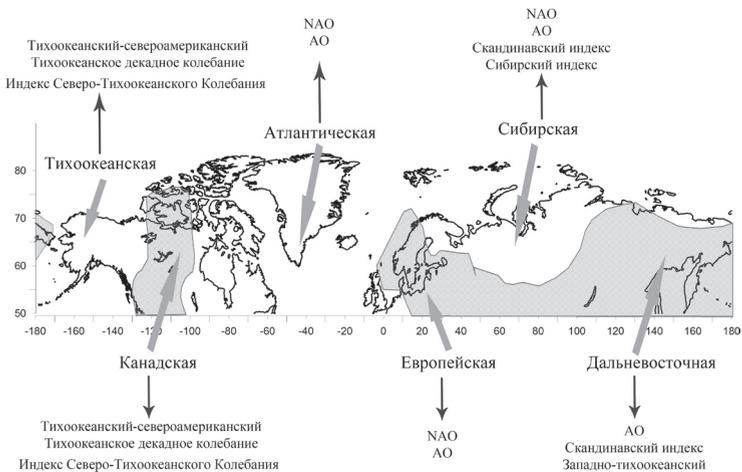


Рис. 5. География распространения циркуляционных индексов зимой

Специальное внимание было уделено изучению влияния циркуляционных индексов на климат Северной Евразии. С середины 70-х годов в этом районе произошло заметное потепление, особенно в зимние месяцы. В этом аспекте было интересно сравнить, как меняется (или не меняется) зона влияния основных индексов действующих на территории Северной Евразии. Анализ показал, что зона влияния NAO, AO, SCA (рис. 6-8) варьирует во времени по масштабу. В частности, в период 1973–2000 гг. территория, подверженная их влиянию практически в два раза больше по сравнению с периодом 1943–1973 гг. Обратная ситуация наблюдается у WP (рис. 9), а именно происходит уменьшение площади влияния.

В работе была предпринята попытка изучить характер пространственной изменчивости изучаемых взаимосвязей для более коротких периодов осреднения 20 (рис. 10) и 10 (рис. 11) лет на примере NAO.

При выборе 20 летних периодов мы отталкивались от существующих колебаний NAO.

Такой подход позволил показать, что в последнее десятилетие началось ослабление влияния NAO и AO (со смещением его влияния на юг) на климат Северной Евразии, которое сопровождается понижением температур воздуха. Следует заметить, что этот факт находит подтверждение в начавшемся с 2008 г. увеличении площади льдов СЛО, составившее за последние 2 года 20% (Алексеев, 2009).

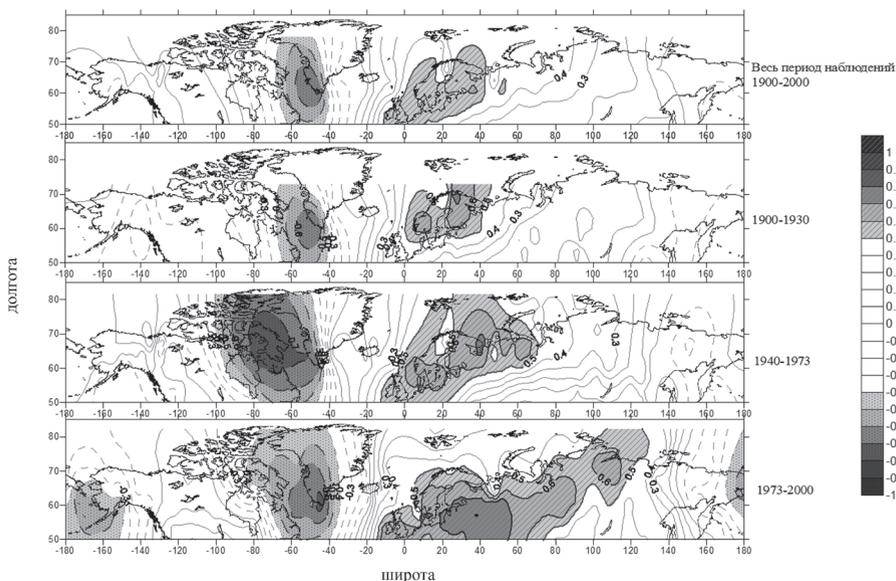


Рис. 6. Корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса NAO

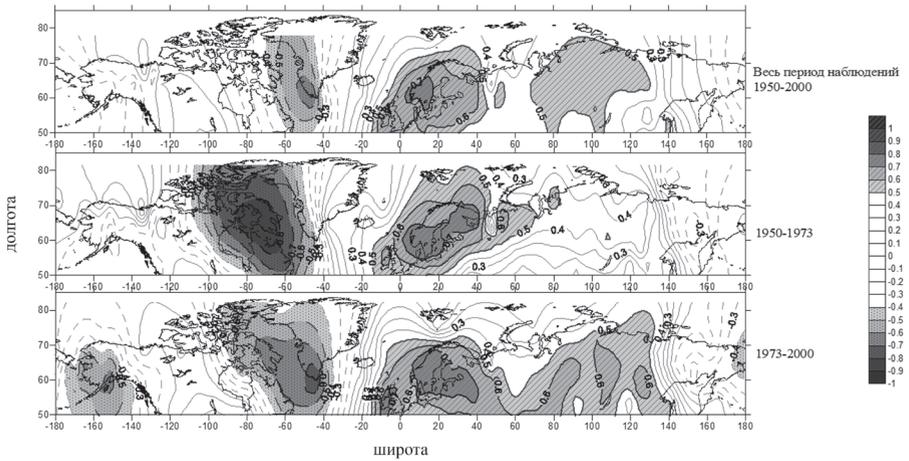


Рис. 7. Корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса АО

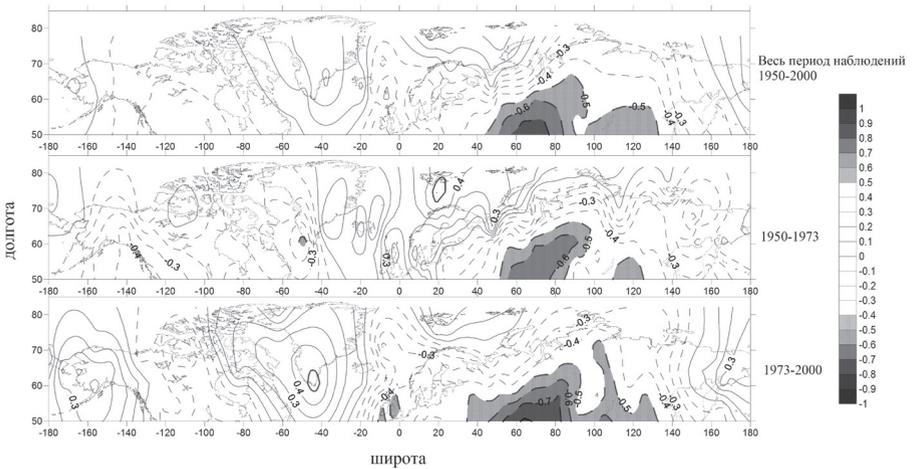


Рис. 8. Корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса SCA

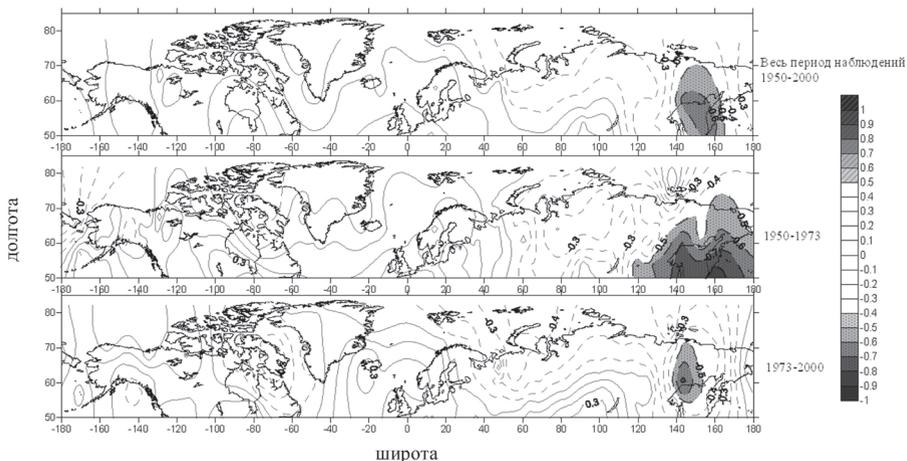


Рис. 9. Корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса WP

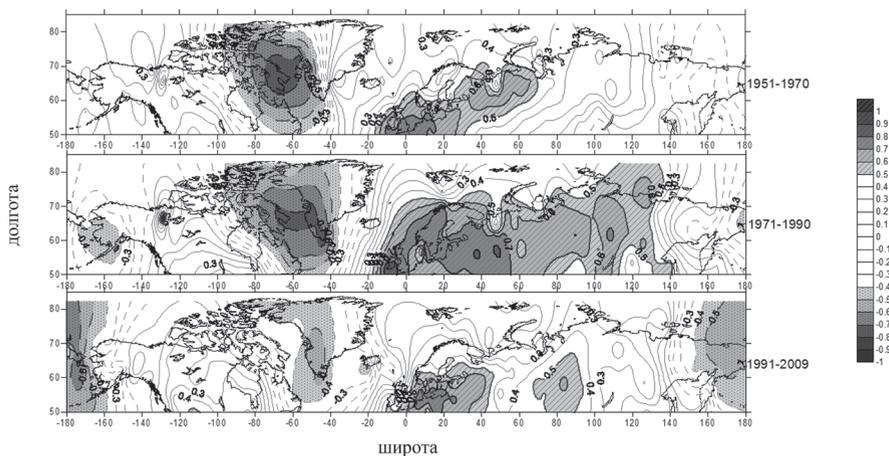


Рис. 10. Корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса NAO (декабрь-январь-февраль) с двадцатилетним периодом осреднения

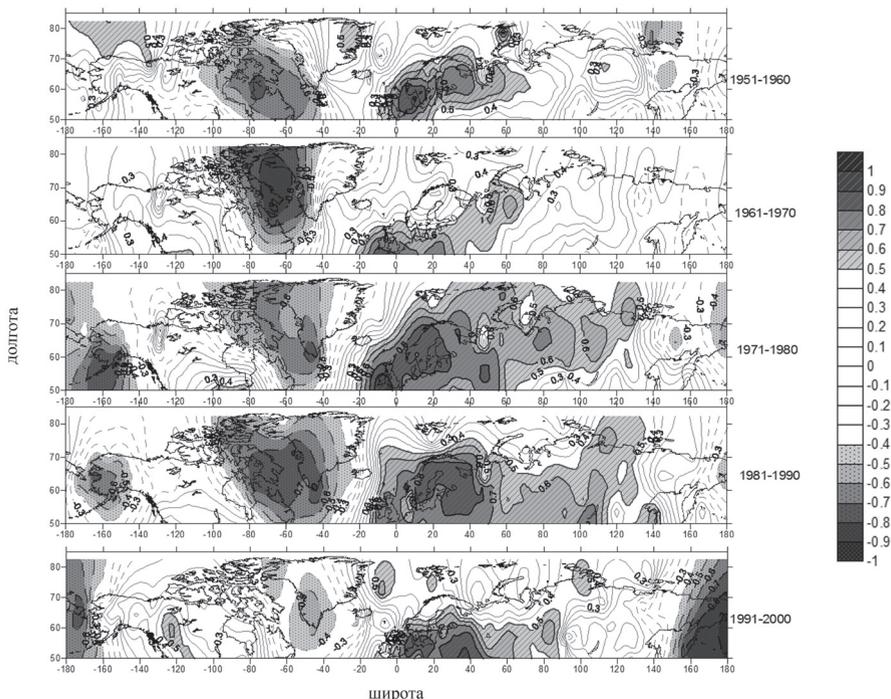


Рис. 11. Корреляция между зимними значениями температуры воздуха и зимними значениями индекса NAO (декабрь-январь-февраль с десятилетним периодом осреднения)

Выводы

1. Выделено два типа распределения температур в Северном полушарии. В целом, можно говорить о периодических изменениях температуры в отдельных зонах и непрерывном направленном потеплении в других зонах.
2. Проведено районирование территории и выделено 6 зон (Панин и др., 2009) для региона от 60° до 90° с.ш. с однотипным изменением климата: Тихоокеанская, Канадская, Атлантическая, Европейская, Сибирская и Дальневосточная. При продвижении на юг (к 50° с.ш.) Тихоокеанская, Атлантическая и Канадская зоны остаются без изменений, а Европейская и Дальневосточная объединяются в одну. Возможно, что с дальнейшим продвижением на юг количество зон будет сокращаться.

3. Проанализированы 16 циркуляционных индексов, из которых выделено 8 (NAO, AO, PDO, NPI, WP, PNA, SCA, Siberian index), оказывающих наибольшее влияние на региональные климатические изменения Северного полушария.
4. Показано, что для Северной Евразии зона влияния NAO, AO, SCA варьирует во времени по масштабу. В частности, в период 1973–2000 гг. территория, подверженная их влиянию практически в два раза больше по сравнению с периодом 1943–1973 гг. Обратная ситуация наблюдается у WP, а именно происходит уменьшение площади влияния.
5. Показано, что в последнее десятилетие началось ослабление влияния NAO и AO (со смещением его влияния на юг) на климат Северной Евразии, которое сопровождается понижением температур воздуха. Следует заметить, что этот факт находит подтверждение в начавшемся с 2008 г. увеличении площади льдов СЛО, составившее за последние 2 года около 20%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г. В., Пнюшков А. В., Ашик И. М., Соколов В. Т. Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ2007/08/ Тезисы докладов международного совещания по итогам МПГ. http://www.onlinereg.ru/chugaev/tez_ipy.pdf
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., Лобанов В. А. 2003. Современные изменения климата в области высоких широт Северного полушария. Метеорология и гидрология. № 1. С. 18-29.
- Бардин М. Ю. 2002. Изменчивость температуры воздуха над западными территориями России и сопредельными странами в XX веке. Метеорология и гидрология. № 8. С. 5-23
- Голицын Г. С. 2006. Предвидеть будущее. В мире науки. № 6. С. 7-8.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Бардин М. Ю. и др. 2004. Изменение климата 2003. Обзор состояния и тенденций изменения климата России. М.: ИГКЭ. <http://climate.mesom.ru/climate/bulletins/bul03v02.pdf>.
- Израэль Ю. А. 2006. Прогнозирование антропогенных воздействий на климат в условиях реализации Киотского протокола. В мире науки. № 10. С. 8-11.
- Израэль Ю. А., Семенов С. М., Анисимов О. А. и др. 2007. Четвертый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата: вклад Рабочей группы II. Метеорология и гидрология. № 9. С. 5-13.
- Мохов И. И., Демченко П. Ф., Елисеев А. В. и др. 2002. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX-XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 38, № 5. С. 629-642.
- Панин Г. Н., Выручалкина Т. Ю., Соломонова И. В. 2008. Анализ климатических тенденций в высоких широтах северного полушария. Известия РАН. Серия географическая. № 6. С. 31-41.
- 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. № 6. С. 718-730.

Попова В. В., Шмакин А. Б. 2006. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 42, № 2. С. 157-166.

Попова В. В., Шмакин А. Б. 2006. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия. Метеорология и гидрология. № 12. С. 15-24.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М. 2006. Возможные изменения климата на европейской части России и сопредельных территорий к концу XXI века: расчет с региональной моделью ГГО. Метеорология и гидрология. № 3. С. 5-16.

Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M. 2004/The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic—A Possible Mechanism. *Journal of Climate*, October 2004. P. 4045-4057.

Climate Change 2007, 2007. The Physical Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Solomon S., Quin M., Manning Z., Chen M., Marquis K. B., Averyt M., Tignor M., Miller H. L. (eds.)) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 p.

Folland C. K., Rayner N. A., Brown S. J., Smith T. M., Shen S. S. P., Parker D. E., Macadam I., Jones P. D., Jones R. N., Nicholls N. and Sexton D. M. H. 2001. Global temperature change and its uncertainties since 1861. *Geophysical Research Letters* V. 28. P. 2621-2624.

Folland C. K., Karl T. R., Christy J. R., Clark R. A., Gruza G. V., Jouzel J., Mann M. E., Oerlemans J., Salinger M. J. and Wang S.-W. 2001a. Observed Climate Variability and Change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 99-181.

Gruza G., Rankova E., Razuvaev V., Bulygina O. 1999. Indicators of Climate Change for the Russian Federation. *Climate Change*. V. 42. P. 219-242.

Hurrell J. W. 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*: V. 269, P. 676-679.

Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles M. W., Kuzmina S. I., Semenov V. A., Alekseev G. V., Nagurnyi A. P., Zakharov V. F., Bobylev L., Pettersson L. H., Hasselmann K., Cattle H. P. 2004. Arctic climate change – Observed and modeled temperature and sea ice variability. Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Report No. 218, Bergen 2002; *Tellus* 56A, P. 328 –341. *Corr.* 559-560.

Khorostovsky K., Johannessen O. M., Bobylev L. P. 2003. In *Arctic Environmental Variability And Global Change*, L. P. Bobylev, K. Ya. Kondratyev, O. M. Johannessen, Eds. Springer Praxis. Chichester. UK. P. 270-280.

Mantua N. J., Hare S. R., Wallace J. M., Francis R. C. 1997. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Am. Meteor. Soc.* V. 78. P. 1069-1079.

Parker D. E., Jones, P. D., Folland C. K. and Bevan A. 1994. Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research* V. 99. P. 14373-14399 (R)

Polyakov I. V., Bekryaev R.V., Alekseev G. V., Bhatt U., Colony R. L., Johnson M. A., Makshtas A. P., Walsh D. 2003. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875 – 2000. *Journal of Climate*. V. 16. P. 2067-2077.

Thompson D. W. J., Wallace J. M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* V. 5. P. 1297-1300.

Trenberth K. E. 1990. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* V. 71. P. 988– 993.

Trenberth. K., Hurrell J. W. 1994. Decadal Atmosphere-Ocean Variations in the Pacific. *Climate Dynamics*: V. 9. P. 303-319.

Zhang Y., Wallace J. M., Battisti D. S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-1993. *J. Climate* № 10. P. 1004-1020.

**ИЗМЕНЕНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ И ЖИДКИХ ОСАДКОВ
И ИХ РОЛЬ В КОЛЕБАНИЯХ СТОКА КРУПНЕЙШИХ РЕК
БАССЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА
ПРИ СОВРЕМЕННОМ ПОТЕПЛЕНИИ**

В. В. Попова¹⁾, А. Б. Шмакин, Ю. А. Симонов

Россия, 109017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН,
^{1)valeria_popova@mail.ru}

Реферат. Рассматривается связь изменений годового стока рек Северная Двина, Обь, Енисей и Лена с основными климатическими факторами – снегозапасами, суммой жидких осадков и средней летней температурой приземного воздуха. Исследованы изменения основных климатических факторов стока в указанных бассейнах. Получены сравнительные оценки вклада снегозапасов и жидких осадков в межгодовую изменчивость стока и его тренды в каждом бассейне. На основе этих оценок делается вывод о связи изменений речного стока с современным глобальным потеплением.

Ключевые слова. Изменения климата, речной сток, снегозапасы, жидкие осадки

**CHANGES IN SNOW STORAGE AND LIQUID PRECIPITATION
AND THEIR ROLE IN VARIATIONS OF RUNOFF
IN LARGEST RIVERS OF ARCTIC OCEAN
BASIN UNDER CONTEMPORARY WARMING**

V. V. Popova¹⁾, A. B. Shmakin, Y. A. Simonov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 29, Staromonetnyi per.,
109017 Moscow, Russia, ^{1)valeria_popova@mail.ru}

Abstract. Relationships of annual river runoff in Severnaya Dvina, Ob', Yenisei and Lena basins to main climatic factors, namely to snow storage, liquid precipitation and mean summer surface air temperature, are analyzed. Changes in the main climatic factors of river runoff are studied for the basins. Comparative estimates of contributions of snow storage and liquid precipitation to inter-annual runoff variability and its trends are obtained for each basin. A connection between runoff variations and present climate warming is found on the basis of the estimates.

Keywords. Climate change, river runoff, snow storage, liquid precipitation.

Введение

Современное потепление глобального климата проявляется в Северной Евразии, помимо роста приземной температуры воздуха, и в изменениях атмосферных осадков. Изменения осадков неоднородны по сезонам, а следовательно, и по типу осадков – жидких и твердых. Установлен положительный тренд толщины снежного покрова на большей части Северной Евразии (Кренке и др., 2000), вызванный теми же изменениями атмосферной циркуляции, что и крупномасштабные аномалии зимней температуры воздуха (Ророва, 2007). В целом по России заметно выросли осадки в переходные сезоны при практическом отсутствии тренда летом (Оценочный доклад об изменениях климата..., 2008). Несомненно, эти изменения должны проявиться и в колебаниях речного стока, однако процесс его формирования достаточно сложен, особенно в крупных бассейнах, в пределах которых нередко наблюдаются неоднозначные изменения климатических параметров.

Среди многих проблем, связанных с современным потеплением климата, оценка изменений речного стока по праву считается одной из важнейших. Изменения стока крупных речных бассейнов вызывают особый интерес, который продиктован разными причинами. В первую очередь, это огромное значение рек как природных комплексов, а также их социальная и экономическая роль. Другая причина связана с их влиянием на режим солености морей и океанов. Последнее особенно относится к рекам севера Евразии, сток которых оказывает огромное влияние на гидрологический режим Северного Ледовитого океана: биохимические процессы, динамику вод океана, образование морского льда, регулирующего тепловой баланс всего арктического региона. Увеличение стока арктических рек, по некоторым оценкам, может привести к росту выноса пресных вод из Северного Ледовитого океана в Атлантику и ослаблению атлантической термохалинной циркуляции (Broecker, 1997), что в свою очередь, может повлечь серьезные последствия для глобального климата в целом.

В соответствии с модельными оценками будущих изменений стока рек (Оценочный доклад об изменениях климата..., 2008), прогнозируется увеличение годового притока речных вод в Северный Ледовитый океан с крупнейших водосборов Евразии до 11% в первой половине XXI века. В то же время пока нет убедительных оценок, подтверждающих связь между наблюдаемыми изменениями речного стока и потеплением с начала 1970-х годов, вызванным, по мнению многих экспертов (МГЭИК, 2007, Оценочный доклад об изменениях климата..., 2008), антропогенными причинами. Результаты изучения колебаний снежной аккумуляции (которая, как известно, признана одним из основных факторов речного стока северных рек) указывают на ее рост севернее 55° с.ш. от Белого моря до бассейна Лены (Кренке и

др., 2000; Попова, 2006). Установлено, что тренд толщины снежного покрова, наблюдаемый с середины 1970-х гг., так же как и потепление на севере Евразии, связан с усилением зонального переноса, описываемым индексом Северо-Атлантического колебания (NAO) (Попова, 2006; Попова, Шмакин, 2006; Popova, 2007). В работе (Попова, 2004) показано, что для крупных речных бассейнов Сибири, простирающихся до южных границ России, вклад роста снеготопливных запасов может существенно различаться, однако рост стока Енисея связан с ростом индекса NAO. В работе (Lammers et al., 2001) с этим циркуляционным механизмом связывается суммарный сток Оби, Енисея и Лены.

Цель данной работы – установить связь основных факторов формирования стока (снеготопливных запасов, жидких осадков и летней температуры воздуха) с современным потеплением и их роль в изменениях объема годового стока рек Северной Двины, Оби, Енисея и Лены. Для этого следует проанализировать изменения снеготопливных запасов и жидких осадков в последние десятилетия по территории Северной Евразии. Необходимо также получить сравнительные оценки вклада перечисленных факторов в общую изменчивость годового стока рек. Наконец, важно установить, в какой мере низкочастотные изменения стока, в частности положительные тренды, могут быть объяснены изменениями исследуемых климатических факторов.

Данные и методы

Рассматривались данные по годовому стоку рек в их замыкающих створах: Северная Двина (Усть-Пинега), Обь (Салехард), Енисей (Игарка), Лена (Кюсюр), за период с 1936 по 2005 гг. Источником данных послужили банки данных отечественных и зарубежных государственных научных организаций (R-arcticNET, ArcticRIMS). Следует отметить, что ряды стока Оби, Лены и (в наибольшей степени) Енисея нельзя считать абсолютно однородными, поскольку в бассейнах этих рек в течение рассматриваемого периода были построены плотины ГЭС, что может повлиять на результаты в сторону ослабления связи стока с климатическими параметрами.

Для получения количественной оценки вкладов снежной аккумуляции и дождевого стока в изменчивость речного стока использовались данные о водном эквиваленте снега (ВЭС) и годовых суммах жидких осадков. База данных ВЭС подготовлена во ВНИИГМИ-МЦД на основе маршрутных снегомерных наблюдений, ведущихся на территории России с 1966 г. Количество снегомерных станций в пределах каждого бассейна показано в табл. 1. Для бассейнов Северной Двины и Лены ряды ВЭС охватывали период 1966-2004 гг., для Енисея и Оби с 1968 г., поскольку на многих станциях в этих бассейнах регулярные наблюдения начались на два года позднее.

Исходя из необходимости учета максимальных снеготазпасов, в анализе использовались данные ВЭС на вторую декаду марта. Предварительно было выполнено сравнение полей средних многолетних значений ВЭС по территории России, а также исследуемых в работе бассейнов, с последней декады февраля до последней декады марта. Оно показало, что в многолетнем среднем небольшой прирост снеготазпасов в последнюю декаду марта продолжается лишь севернее 60° с.ш. В то же время в южных частях исследуемых сибирских бассейнов они к этому времени уже заметно сокращаются. Таким образом, в среднем для территорий исследуемых бассейнов максимальные снеготазпасы накапливаются ко второй декаде марта.

Годовые суммы жидких осадков рассчитывались на основе суточных данных об осадках (1950-2005 гг.) на 223 метеостанциях из архива ВНИИГМИ-МЦД (<http://www.meteo.ru>). Осадки считались «жидкими», когда средняя суточная температура превышала +1°С и затем суммировались по гидрологическому году, т.е. с октября по сентябрь; в противном случае осадки считались твердыми. Очевидно, что осадки в твердом виде могут выпадать и при более высоких положительных температурах, но в этом случае чаще всего происходит одновременное снеготаяние. Хотя число метеостанций в рассматриваемых бассейнах значительно ниже по сравнению со станциями снеготмерных наблюдений (табл. 1), более равномерное их распределение позволяет достаточно точно воспроизводить основные крупномасштабные особенности климатических факторов. Средние по бассейнам значения осадков и температуры были получены путём пространственного осреднения в два этапа: сначала интерполяцией со станций в регулярную 5-градусную сетку (с помощью программного обеспечения Surfer), затем прямым осреднением по площади бассейна.

Для анализа общей ситуации изменения снеготазпасов в Северной Евразии с середины XX века использовались данные о толщине снега на той же сети 223 метеостанций из архива ВНИИГМИ-МЦД с 1950 по 2005 гг. Хотя толщина снега не говорит непосредственно о запасе воды в нем в отдельный момент времени, однако при осреднении по времени на месяц и более эти величины очень хорошо коррелируют между собой, поэтому относительные изменения толщины снега от одного периода времени к другому с достаточной точностью характеризуют и изменения в снеготазпасах. Помимо суммы жидких осадков и снеготазпасов, оценивалась связь годового стока с летней температурой приземного воздуха из архивов на сайте NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov>), осредненной по площади бассейна аналогично количеству снега.

Изучение связи многолетних рядов ВЭС, жидких осадков и средней летней температуры с годовым стоком проводилось методами статистического анализа, который включал нескольких этапов. На пер-

вом этапе проводился расчет коэффициентов линейной корреляции многолетних колебаний годового стока с жидкими осадками и снегозапасами на каждой станции в пределах бассейнов. Построение полей этих коэффициентов (для снегозапасов они приведены на рис. 3, 5, 7 и 9) позволило выявить основные очаги связи, которые далее будем называть областями влияния. Области влияния находятся в пределах статистически значимой корреляции. Для ВЭС порог значимости коэффициента корреляции на 5% -ом уровне составляет 0,35, для осадков (ряды наблюдений в этом случае на 15 лет длиннее) – 0,30. Заметим, что величина коэффициентов корреляции стока как с ВЭС, так и с осадками, как правило, не превышает 0,5 даже для относительно небольшого по площади бассейна Северной Двины. Это, главным образом, связано с тем, что речной сток интегрирует колебания осадков или снегонакопления, многолетний ход которых в разных частях бассейна может достаточно сильно отличаться. Последнее обстоятельство также объясняет то, что на территории более крупных бассейнов области влияния распадаются на несколько очагов.

На втором этапе отбирались станции в пределах выделенных областей влияния, затем по ним рассчитывались средние ряды ВЭС и осадков. Таким образом находились средние многолетние изменения ВЭС и осадков в областях влияния для каждого из исследуемых речных бассейнов. Ранее подобная методика применялась в работе (Христофоров, Симонов, 2007) для оценки статистических связей между многолетними колебаниями годового стока, его характеристик и их основными климатическими факторами – суммами осадков и положительных среднемесячных температур за различные периоды года.

Следующий этап состоял в расчете регрессионных зависимостей между стоком и климатическими характеристиками, включая летнюю температуру. При этом устанавливались как индивидуальные зависимости для ВЭС (за 1966-2005 гг.), жидких осадков и температуры (за 1950-2005 гг.), так и множественные (за 1966-2005 гг.), позволяющие учитывать независимый вклад каждого из этих параметров. На основе полученных коэффициентов множественной регрессии и данных измерений ВЭС и жидких осадков рассчитывались изменения стока, зависящие только от этих климатических показателей. Сопоставление трендов, выделенных в изменениях наблюдаемого и рассчитанного стока, позволило сделать заключение о вкладе ВЭС, жидких осадков и температуры воздуха в межгодовую изменчивость и многолетние тенденции стока в исследуемых бассейнах. Рассматривались тренды стока в период с конца 1960-х годов. При этом только в бассейне Енисея наблюдался его непрерывный рост; в трех других бассейнах эти тенденции не совпадают по времени и продолжительности, поэтому параметры трендов стока рассчитывались для разных периодов.

Изменения снеготазпасов и жидких осадков по территории Северной Евразии в последние десятилетия

Изменения температуры воздуха, наблюдаемые в Северной Евразии в последние десятилетия, достаточно хорошо известны из литературы (см. например, Оценочный доклад об изменениях климата..., 2008). В частности, летняя температура воздуха в исследуемых бассейнах наиболее значительно выросла в верховьях бассейнов Енисея и Лены (до $0,6^{\circ}\text{C}$ за последние 30 лет). На основной части бассейнов Енисея, Лены и Северной Двины летняя температура выросла примерно на $0,3-0,4^{\circ}\text{C}$ за 30 лет, а в бассейне Оби – на $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$ за 30 лет.

В отличие от изменений температуры, имеющих значительные пространственные масштабы, аномалии жидких осадков и снеготазпасов более изменчивы в пространстве в масштабе Северной Евразии. Противоположные тенденции изменения жидких осадков наблюдаются во всех исследуемых бассейнах. На рис. 1 показано географическое распределение изменений годовой суммы жидких осадков начиная с 1976 г. по сравнению с базовым 25-летним периодом 1951-1975 гг. Из него следует, что жидкие осадки несколько уменьшились (до 10%) в низовьях Оби, среднем течении Енисея и в небольших частях бассейна Лены. Основная часть бассейна Северной Двины находится в зоне небольшого роста (до 10%) жидких осадков; в таких же условиях находится значительная часть бассейна Оби, остальная часть бассейна Енисея и почти вся остальная часть бассейна Лены (лишь в небольшом районе правых притоков Лены рост жидких осадков превышает 20%).

Изменения сезонного максимума толщины снега (независимо от момента его наступления) по территории Северной Евразии при современном потеплении по сравнению с серединой XX века показано на рис. 2. Как уже отмечалось выше, данный параметр хорошо коррелирует с изменениями снеготазпасов за тот же период времени. Максимальное увеличение сезонного максимума толщины снега (более 50 см) зафиксировано на юге Камчатки; более чем на 30 см – на юге Сахалина и в низовьях Печоры, примерно на 20 см – к западу от Белого моря. Региональное увеличение максимума снеготазпасов наблюдается в нескольких очагах от центра Русской равнины до Корякского нагорья. Рост толщины снега до 20 см происходил в районе слияния Сухоны и Вычегды, в верховьях Вычегды (бассейн Северной Двины), в среднем течении Иртыша и Тобола, в бассейнах Томи, Чулыма и Кети (бассейн Оби), в среднем течении Енисея и бассейнах его левых притоков, в верховьях Вилюя (бассейн Лены). В то же время отмечается некоторое уменьшение сезонного максимума (менее чем на 20 см) в относительно небольших районах в низовьях Лены и в верховьях Алдана, в Магаданской области и в верховьях Иртыша.

Результаты статистического анализа связи колебаний стока с климатическими параметрами по речным бассейнам

Бассейн Енисея, крупнейший по объему стока, выделяется также по величине его аномалий в период потепления (Оценочный доклад об изменениях климата..., 2008) с начала 1970-х годов. В природе этих аномалий нельзя исключать участия антропогенной зарегулированности стока, но прежде рассмотрим результаты анализа связи колебаний стока с жидкими осадками и снегозапасами.

Следует отметить, что именно в бассейне Енисея располагается один из основных максимумов среднего многолетнего снегонакопления и отмечаются его наибольшие аномалии с начала 1970-х гг. (Попова, 2006). Средняя по бассейну величина снегозапасов на вторую декаду марта достигает 120 мм водного эквивалента. Корреляция годового стока со снегозапасами в среднем по бассейну составляет 0,53, хотя основные области влияния снегозапасов, как показывает поле корреляции между ВЭС и годовым стоком (рис. 3), имеют три очага, которые в целом занимают лишь небольшую часть бассейна. Расположены они в среднем течении Енисея, а также на водосборах его основных притоков – Ангары и Подкаменной Тунгуски. Значительная удаленность этих очагов, орографические и ландшафтные особенности, очевидно, предполагают различия многолетнего режима снегонакопления. Этим, в свою очередь, объясняется то, что корреляция стока в замыкающем створе с ВЭС в каждой из областей влияния невысока – 0,4-0,5. Осреднение ВЭС по выделенным областям влияния повышает корреляцию до 0,62.

Корреляция с жидкими осадками едва превышает уровень статистической значимости, но все же, как показывают результаты пошаговой множественной регрессии (табл. 2), вносит определенный вклад в колебания стока. При этом доля осадков предшествующего года (8%) в изменчивости стока не меньше, чем осадков текущего года (7%). По-видимому, таким образом проявляется вклад осадков в увлажнение бассейна к началу гидрологического цикла. Слабое влияние сумм годовых жидких осадков на годовой сток Енисея, возможно, объясняется сильнейшей антропогенной зарегулированностью стока данной реки. В целом колебания жидких осадков и снегозапасов объясняют 54% изменений годового стока Енисея с преобладающей долей снегозапасов, которая составляет около 40%. Связи годового стока со средней летней температурой воздуха статистически не значимы. В то же время нельзя исключать, что с колебаниями испарения связана доля изменчивости стока, не объясненная жидкими осадками и снегозапасами. Сюда может быть отнесено и влияние зарегулированности и подземного стока, вклад которых, также как и испарения, трудно оценить.

На рис. 4 изображены многолетние изменения стока, наблюдаемого и рассчитанного на основе выявленных зависимостей (табл. 2). Межгодовые изменения стока довольно точно описываются колебаниями снеготазов и жидких осадков в период 1987-2004 гг. и заметно хуже в предыдущие два десятилетия, что, возможно, и связано с антропогенным влиянием. Положительный тренд стока, который, согласно наблюдениям, продолжается с конца 1960-х гг. и составляет около $18 \text{ км}^3/10$ лет, почти полностью воспроизводится рассчитанной кривой. После удаления из ряда наблюдаемых значений стока изменчивости, связанной только со снеготазами, тренд (рис. 4б) уменьшается более чем наполовину. Доля тренда, связанная с жидкими осадками (рис. 4в), составляет около 30%. После ее удаления остается примерно $3 \text{ км}^3/10$ лет (или 15% от наблюдаемого тренда), которые не объясняются изменениями осадков и снеготазов. Хотя эта доля тренда достаточно мала и примерно соответствует ошибке расчетов и измерений, в частности, связанной с недостаточно плотной и равномерной сетью наблюдений, также она может быть обусловлена перечисленными выше факторами (зарегулированностью, колебаниями испарения и подземного стока).

Своеобразие бассейна Лены связано в первую очередь с вечной мерзлотой, которая распространяется почти на всей его территории, и, безусловно, оказывает влияние на гидрологический режим. Кроме того, здесь зимнее снеготазование значительно ниже по сравнению с бассейном Енисея – в среднем около 80 мм в водном эквиваленте. В распределении коэффициента корреляции между стоком и ВЭС (рис. 5) выделяются три очага статистически значимой связи, или три области влияния. Наиболее крупная из них занимает часть междуречья верхнего течения Лены и одного из ее крупных притоков – р. Вилюй; две других, значительно меньших по площади, находятся в водосборе другого притока – р. Алдан. Средняя корреляция по бассейну – около 0,40, внутри областей влияния она не превышает 0,47. Значительно выше оказывается связь стока с жидкими осадками, причем почти на всей территории бассейна корреляция статистически значима. Значения коэффициента корреляции в области влияния и в среднем по бассейну практически не отличаются – 0,74 и 0,70 соответственно. Связи с осадками предшествующего года не выявлено, поэтому в расчете регрессионных зависимостей (табл. 3) участвовали только жидкие осадки и ВЭС. В целом их колебаниями объясняется 60% изменчивости годового стока Лены, причем более половины ее (53%) и подавляющая часть указанных колебаний связана с жидкими осадками. Вероятно, такой значительный вклад жидких осадков связан с вечной мерзлотой, способствующей наименьшим потерям осадков на испарение и увлажнение бассейна, а также сравнительно небольшой долей снеготазов в годовых суммах осадков (Бабкин, Постников,

2004). На рис. 6а хорошо видно, что рассчитанная кривая стока (до 1966 года она основана только на зависимости стока от жидких осадков) воспроизводит все многолетние тенденции начиная с 1951 г. Колебания меньшего временного масштаба после 1968 г. также хорошо совпадают с наблюдаемыми аномалиями по знаку. Несколько хуже воспроизводится величина аномалий, особенно в период 1980-1989 гг., когда наблюдались беспрецедентные по амплитуде колебания стока Лены. Хотя абсолютные максимумы годового стока Лены были зафиксированы в 1988-1989 гг., предшествующие два года были экстремально маловодными; поэтому статистически значимый положительный тренд выявляется только за 1968-1985 гг. В последующие два десятилетия доля тренда в общей изменчивости не превышает 1%, т.е. тренда практически нет. В 1968-1985 гг. устойчивый рост стока достигает значения около $40 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$. Этот рост, как показано на рис. 6б, полностью объясняется колебаниями жидких осадков. Они также воспроизводят большую часть экстремальных по амплитуде флуктуаций стока в 1986-1989 гг.; при этом изменения ВЭС (рис. 6в) позволяют лишь в небольшой степени уточнить их. Вместе с тем нельзя не отметить, что колебаниями жидких осадков и снегозапасов можно объяснить только около половины экстремальных объемов стока в 1988 и 1989 гг. Вероятно, эти аномалии связаны с особенностями режима вечной мерзлоты, которая при определенных условиях может значительно пополнять подземный сток.

В бассейне Оби средние снегозапасы выше, чем в бассейне Лены, и несколько уступают бассейну Енисея, приближаясь к 110 мм. Выделяются две основные области влияния снегозапасов (рис. 7). Одна из них расположена на восточном склоне Среднего Урала в водосборе р. Тобол, другая на востоке примыкает к водоразделу между Обью и Енисеем. Средняя по бассейну корреляция между стоком и ВЭС составляет 0,48, в областях влияния – 0,68. Довольно тесна связь стока с жидкими осадками: в области влияния, сосредоточенной в центральной части бассейна коэффициент корреляции достигает 0,56.

Невысокая, но статистически значимая связь выявляется также для осадков и летней температуры воздуха предшествующего года – 0,37 и 0,31 соответственно. Последнее, очевидно, отражает вклад условий увлажнения бассейна к началу гидрологического года. Оценки этого вклада, полученные на основе множественной пошаговой регрессии, показывают, что он невелик – 5%, и объясняется главным образом осадками. Доля жидких осадков текущего года также оказывается невелика (13%) в сравнении со снегозапасами, вклад которых в изменчивости стока достигает 46%. В целом полученные зависимости позволяют объяснить колебаниями снегозапасов и жидких осадков до 64% изменчивости стока Оби (табл. 4). Рис. 8а показывает, что рассчитанная кривая хорошо воспроизводит многолетние тенденции

и межгодовые флуктуации наблюдаемого стока, особенно с конца 1980-х гг. Поскольку значимый положительный тренд стока выявляется только с начала 1980-х гг., несмотря на существенную скорость роста (около $34 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$) и значительный вклад в общую изменчивость (22%), он почти не участвует в изменении фоновых значений стока. Среднее увеличение стока с начала 1970-х гг. (около $19 \text{ км}^3/\text{год}$) главным образом обусловлено периодом аномалий 1970-1979 гг. Рис. 8б, где показан ряд наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной с колебанием снегозапасов, показывает, что они полностью объясняют и период аномалий, и тренд с начала 1980-х. Удаление изменчивости, связанной с жидкими осадками, позволяет более точно описать некоторые аномалии (например, 1970, 1979 и 2002 гг.), но при этом тренд 1981-2005 гг. становится отрицательным. Возможно, это отражает влияние летнего испарения, противоположное по знаку влиянию снегонакопления и осадков.

Наименьший по площади бассейн Северной Двины, как и следует ожидать, отличается наиболее однородным распределением коэффициента корреляции между ВЭС и стоком (рис. 9), который почти на всей территории бассейна превышает уровень статистической значимости. Выделяются две области наиболее сильного влияния снежной аккумуляции на годовой сток в замыкающем створе. Они расположены на водосборах ее крупнейших притоков – Сухоны и Вычегды, где корреляция между стоком и ВЭС достигает 0,5-0,6. В среднем по бассейну она самая высокая (0,62) по сравнению с другими реками. Достаточно тесная связь (0,40) наблюдается и со средними по бассейну жидкими осадками, хотя в теплое время года основное питание обеспечивается притоками в южной части бассейна (там корреляция достигает 0,54). Не обнаруживается связи стока с летней температурой воздуха (как текущего, так и предшествующего года), также как и связи с жидкими осадками предшествующего года. Это приводит к выводу об отсутствии заметного влияния увлажненности бассейна к концу гидрологического цикла на сток последующего года.

Оценивая соотношение вкладов жидких осадков и ВЭС по множественной регрессионной зависимости (табл. 5), можно сделать вывод о преимущественной роли снегозапасов, доля которых в изменчивости стока Северной Двины (35%) почти вдвое выше по сравнению с жидкими осадками (19%). Рассмотрим, насколько при этом описываются многолетние тенденции с начала 1970-х годов. На рис. 10а изображены многолетние изменения наблюдаемого стока и его тренд в 1966-1993 гг., который составил около $7 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$ и 14% общей изменчивости за этот период. После 1993 г. сток Северной Двины заметно снижается. Рассчитанные на основе полученных зависимостей (табл. 5) колебания стока достаточно хорошо описывают изменения стока в 1966-2005 гг., в частности, его рост в 1966-1993 гг.

Таблица 1

Число станций снегомерных наблюдений и метеорологических станций, данные которых использовались при анализе

Бассейны	Станции снегомерных измерений	Метеостанции
С. Двина	23	5
Обь	124	16
Енисей	54	13
Лена	66	12

Таблица 2

Множественная регрессионная зависимость годового стока Енисея (1966-2004 гг.) от водного эквивалента снега (ВЭС) и жидких осадков (P)

Климатические параметры	B	Погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		t ($N=36$)	p
ВЭС	0,88	0,16	0,62	0,39	0,39	5,49	0,00
$P(\tau=-1)$	0,49	0,19	0,69	0,47	0,08	2,59	0,01
P	0,43	0,19	0,73	0,54	0,07	2,29	0,03

B – коэффициент регрессии, R – коэффициент корреляции, R^2 % – доля объясненной изменчивости, t – критерий Стьюдента, N – количество степеней свободы, p – уровень значимости, $P(\tau=-1)$ – осадки предшествующего года

Таблица 3

Множественная регрессионная зависимость годового стока Лены (1966-2005 гг.) от водного эквивалента снега (ВЭС) и жидких осадков (P)

Климатические параметры	B	Погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		t ($N=36$)	p
P	0,87	0,15	0,73	0,53	0,53	5,96	0,00
ВЭС	0,98	0,40	0,77	0,60	0,07	2,45	0,02

B – коэффициент регрессии, R – коэффициент корреляции, R^2 % – доля объясненной изменчивости, t – критерий Стьюдента, N – количество степеней свободы p – уровень значимости

Таблица 4

Множественная регрессионная зависимость годового стока Оби (1968-2005 гг.) от водного эквивалента снега (ВЭС) и жидких осадков (P)

Климатические параметры	B	Погрешность	R (накопленный)	R^2 (накопленная и индивидуальная)		t ($N=36$)	p
ВЭС	0,88	0,16	0,62	0,39	0,39	5,49	0,00
$P(\tau=-1)$	0,49	0,19	0,69	0,47	0,08	2,59	0,01
P	0,43	0,19	0,73	0,54	0,07	2,29	0,03

B – коэффициент регрессии, R – коэффициент корреляции, R^2 % – доля объясненной изменчивости, t – критерий Стьюдента, N – количество степеней свободы p – уровень значимости, $P(\tau=-1)$ – осадки предшествующего года

**Множественная регрессионная зависимость годового стока
Северной Двины (1966-2004 гг.) от водного эквивалента снега (ВЭС)
и жидких осадков (P)**

Климатические параметры	B	Погрешность	R (накоп- ленный)	R^2		t ($N=36$)	p
				(накопленная и индивидуальная)			
ВЭС	0,24	0,05	0,59	35	35	4,39	0,00
P	0,13	0,03	0,73	54	19	3,82	0,00

B – коэффициент регрессии, R – коэффициент корреляции, R^2 % – доля объясненной изменчивости, t – критерий Стьюдента, N – количество степеней свободы p – уровень значимости

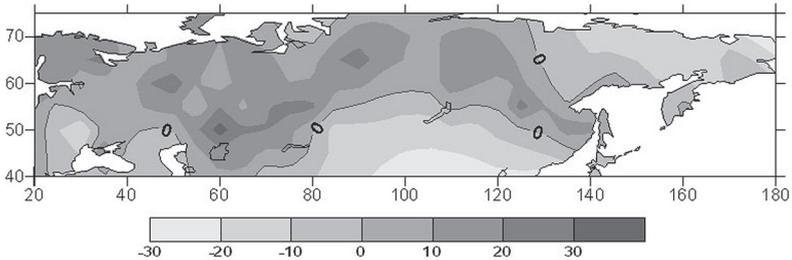


Рис. 1. Изменение годовой суммы жидких осадков (%) после 1976 г. по сравнению с 1951-1975 гг.

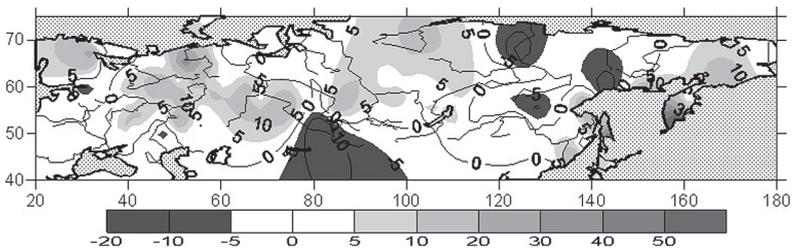


Рис. 2. Изменение максимальной за сезон толщины снега (см) после 1989 г. по сравнению с 1951-1980 гг.

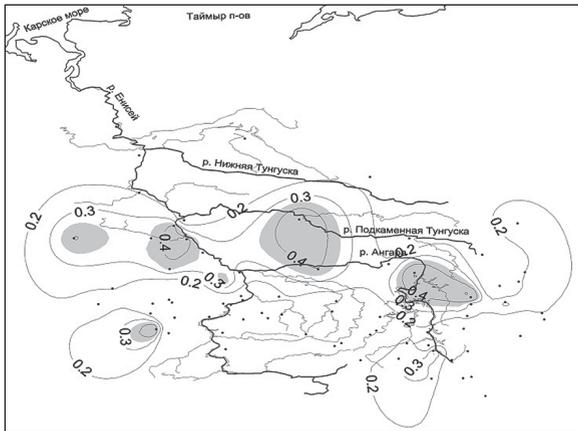


Рис. 3. Корреляция между годовым стоком Енисея в замыкающем створе и снегозапасами на вторую декаду марта. Точками показано расположение станций снегомерной съемки, серая заливка – очаги статистически значимых коэффициентов корреляции.

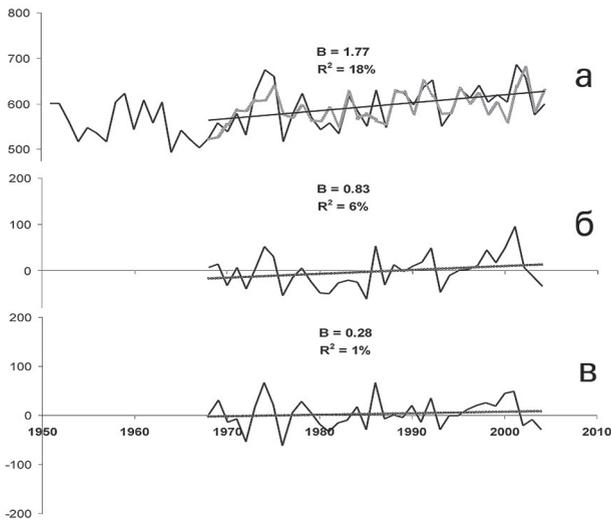


Рис. 4. Изменение годового стока Енисея по данным наблюдений (черная линия) и рассчитанного (серая линия) на основе множественной регрессии (табл. 2) – а; изменение наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной со снегозапасами – б; изменение наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной со снегозапасами и жидкими осадками – в. Прямыми линиями показаны линейные тренды, вверху показаны параметры трендов: B – скорость изменения, км³/год, R^2 – доля изменчивости, объясняемая трендом, %

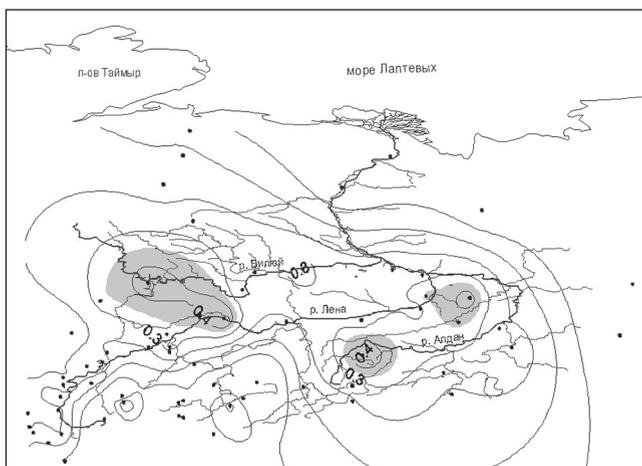


Рис. 5. Корреляция между годовым стоком Лены в замыкающем створе и снегозапасами на вторую декаду марта. Точками показано расположение станций снегомерной съемки, серая заливка – очаги статистически значимых коэффициентов корреляции

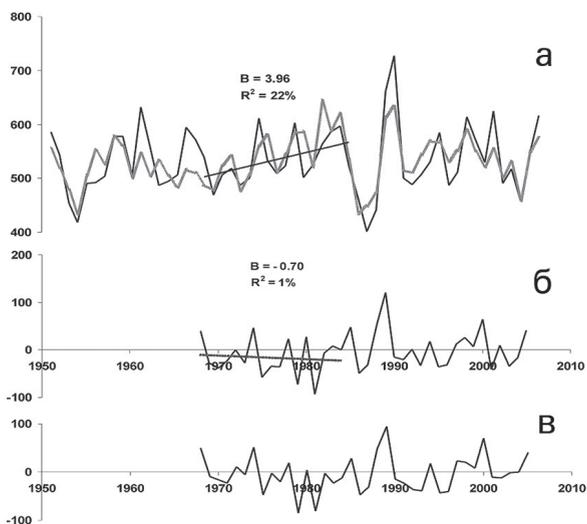


Рис. 6. Изменение годового стока Лены по данным наблюдений (черная линия) и рассчитанного (серая линия) на основе множественной регрессии (табл. 3) – а; изменение наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной с жидкими осадками – б; изменение наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной с жидкими осадками и снегозапасами – в. Прямыми линиями показаны линейные тренды, вверху показаны параметры трендов: B – скорость изменения, км³/год, R^2 – доля изменчивости, объясняемая трендом, %

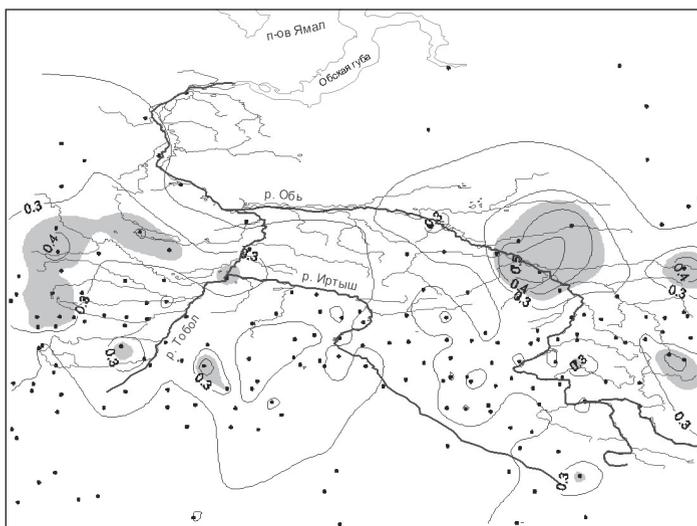


Рис. 7. Корреляция между годовым стоком Оби в замыкающем створе и снегозапасами на вторую декаду марта. Точками показано расположение станций снегомерной съемки, серая заливка – очаги статистически значимых коэффициентов корреляции

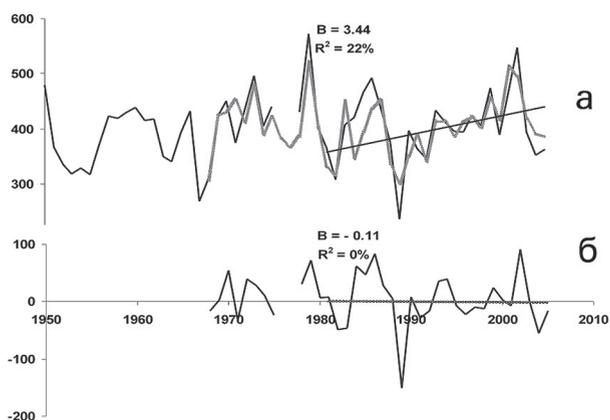


Рис. 8. Изменение годового стока Оби по данным наблюдений (черная линия) и рассчитанного (серая линия) на основе множественной регрессии (табл. 4) – а; изменение наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной со снегозапасами – б. Прямыми линиями показаны линейные тренды, вверху показаны параметры трендов: B – скорость изменения, км³/год, R^2 – доля изменчивости, объясняемая трендом, %

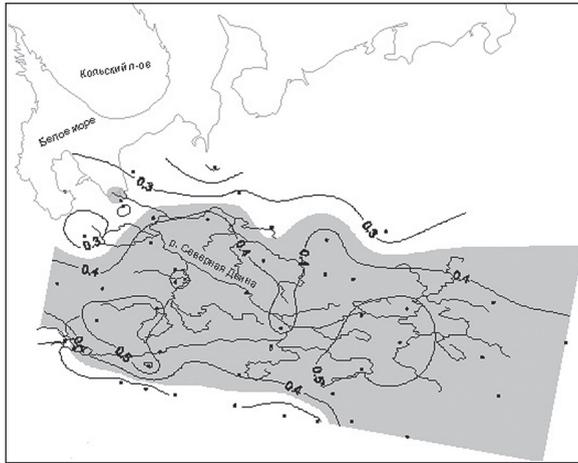


Рис. 9. Корреляция между годовым стоком Северной Двины в замыкающем створе и снегозапасами на вторую декаду марта. Точками показано расположение станций снегомерной съемки, серая заливка – очаги статистически значимых коэффициентов корреляции.

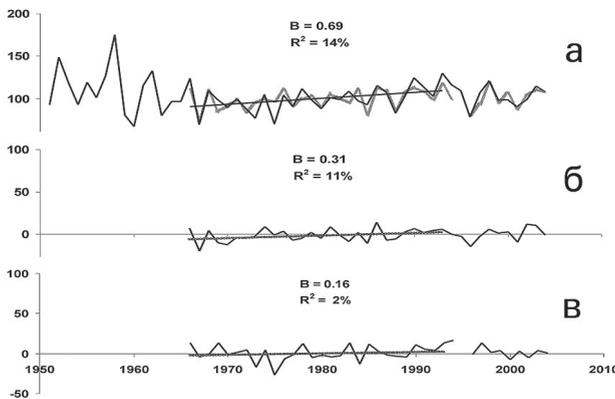


Рис. 10. Изменение годового стока Северной Двины по данным наблюдений (черная линия) и рассчитанного (серая линия) на основе множественной регрессии (табл. 5) – а; изменение наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной со снегозапасами – б; изменение наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной со снегозапасами и жидкими осадками – в. Прямыми линиями показаны линейные тренды, вверху показаны параметры трендов: B – скорость изменения, $\text{км}^3/\text{год}$, R^2 – доля изменчивости, объясняемая трендом, %

и последующее сокращение. Отметим, что в период наиболее быстрого потепления на Севере Евразии (конец 1980-х – начало 1990-х годов) сток достигал максимума (110 км^3) за весь период 1966-2004 гг. (с фоновым значением около 100 км^3). В то же время, в предшествующий период 1951-1965 гг. средний сток, несмотря на значительную изменчивость, был близок к максимуму 1989-1995 гг. Таким образом, несмотря на то, что тренд стока Северной Двины хронологически совпадает с потеплением на Севере Евразии, фоновые значения стока уступают предшествующему периоду 1951-1965 гг. Кривая на рис. 10б, представляющая ряд наблюдаемого стока после удаления изменчивости, связанной со снегозапасами, показывает, что они объясняют отрицательную тенденцию в изменениях стока после 1993 г. Величина положительного тренда 1966-1993 гг. при этом уменьшается более чем вдвое. После исключения изменчивости, связанной с жидкими осадками, тренд сокращается еще примерно на четверть (рис. 10в). Необъясненная доля тренда, возможно, как и в бассейне Енисея, связана с влиянием перечисленных выше факторов.

Дискуссия и выводы

В ходе исследования изучены современные изменения основных климатических факторов, влияющих на изменения стока в крупных бассейнах Северной Евразии. Снегозапасы в целом по исследуемой территории повышаются, в том числе в исследуемых бассейнах Северной Двины, Оби, Енисея и Лены. В то же время, в отдельных очагах на их территории наблюдается незначительное уменьшение снегозапасов. Жидкие осадки меняются в пределах изучаемых бассейнов по-разному, вплоть до противоположных знаков тенденций. Летняя температура воздуха растет в указанных бассейнах; при этом абсолютные значения тренда различаются по территории в пределах каждого из них.

Полученные сравнительные оценки вкладов снегозапасов и жидких осадков в изменения годового стока рек Енисей, Лена, Обь и Северная Двина во второй половине XX столетия показывают, что наиболее полно изменения этих двух факторов описывают колебания стока Оби, их вклад достигает 64%. Для бассейнов Енисея и Северной Двины, несмотря на огромную разницу в их площади, доля описанной изменчивости стока оказалась одинаковой – 54%. В бассейнах Северной Двины, Енисея и Оби снегозапасы играют ведущую роль в колебаниях годового стока, что традиционно считалось характерной особенностью рек высоких и умеренных широт. Вклад жидких осадков в этих бассейнах составляет 15-19%, причем для Оби и Енисея он складывается из осадков текущего и предшествующего годов. Роль последних, очевидно, связана с увлажнением бассейна осенью,

т.е. к началу гидрологического цикла. Бассейн Лены отличается от других бассейнов доминирующей долей жидких осадков в изменениях стока, которая составляет 53% из 60%, описываемых осадками и снегозапасами в целом. Хотя этот результат кажется неожиданным, он находит подтверждение в некоторых оценках, полученных ранее для летнего стока Лены (Fukutomi, 2003). Причина этой исключительной особенности бассейна Лены, скорее всего, связана с вечной мерзлотой, занимающей почти всю его территорию и способствующей уменьшению потерь летнего стока на фильтрацию и испарение, а также с довольно низким (по сравнению с другими бассейнами) снегонакоплением.

В целом для рассмотренных бассейнов изменениями жидких осадков и снегозапасов может быть объяснено 50-64% изменчивости стока, что достаточно много, если учесть влияние испарения и подземного стока (рост которого, согласно данным Оценочного доклада об изменениях климата..., 2008, отмечался в 1990-е годы), которые практически не поддаются оценке. Зарегулированность стока также снижает степень влияния климатических факторов на сток рек в замыкающих створах, тем самым также внося свой вклад в неопределенность описания его многолетних колебаний. Хотя, даже в случае сравнительно небольшого и незарегулированного бассейна Северной Двины с достаточно густой и равномерной сетью наблюдений, доля годового стока, которую удалось описать с помощью исследуемых климатических факторов, также не вышла за рамки указанного диапазона, составив 54%. Вероятно, это свидетельствует о том, что основная доля неопределенности в описании годового стока рек заложена в недоучете таких факторов, как испарение, подземный сток и других процессов влагообмена в исследуемых водосборах.

Анализ многолетних тенденций стока в период современного потепления показывает, что они главным образом связаны с доминирующим в изменчивости стока фактором – снегозапасами в бассейнах Енисея, Оби и Северной Двины и жидкими осадками в бассейне Лены. В то же время, только в бассейне Енисея наблюдается непрерывный тренд стока в 1968-2004 гг., который в основном связан с ростом снегозапасов. По характеру определяющих его циркуляционных процессов (а это, прежде всего, положительные аномалии NAO), рост снежной аккумуляции в северной половине Северной Евразии следует расценивать как следствие изменений глобального климата. В бассейне Лены непрерывный рост стока (в 1968-1985 гг.), а также экстремально высокие его значения (в 1988-1989 гг.) наблюдались до наступления пика потепления в Северной Евразии в начале 1990-х годов, причем 1986 и 1987 гг. были экстремально маловодными. В бассейне Оби тренд стока выявляется только с начала 1980-х гг., но он почти не участвует в увеличении его фонового значения с начала

1970-х гг., которое, в основном, связано с аномалиями 1970-1979 гг. В бассейне Северной Двины, несмотря на рост стока в 1966-1993 гг., его фоновые значения оставались ниже по сравнению с периодом, предшествующим современному потеплению (1951-1965. гг).

Благодарности

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00475), программ ОНЗ РАН №№ 13 и 14.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабкин В. И., Постников А. Н. 2004. Генезис вод и сток р. Лена в маловодные и многоводные годы. Метеорология и гидрология. №2. С. 96-101.
- Кренке А. Н., Разуваев В. П., Китаев Л. М., Мартуганов Р. А., Шакирзянов Р. И. 2000. Снегозапасы и продолжительность залегания снежного покрова в России. Криосфера Земли. №4. С. 32-44.
- МГЭИК. 2007: Изменение климата. 2007. Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II, и III в Четвертый доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата [Пачаури Р. К., Райзингер А. и основная группа авторов (ред.)]. МГЭИК, Женева, 104 С.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Т. I. М.: Росгидромет. 227 С.
- Попова В. В. 2004. Многолетняя изменчивость толщины снежного покрова и колебания речного стока в Северной Евразии. Материалы гляциологических исследований, Вып. 97. С. 157-164.
- Попова В. В. 2006. Структура многолетних изменений снегонакопления, их связь с макромасштабной атмосферной циркуляцией и проявление в речном стоке. В кн.: Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М.: Наука. С. 30-48.
- Попова В. В., Шмакин А. Б. 2006. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий зимней температуры воздуха в Северной Евразии в конце XX столетия. Метеорология и гидрология. № 12. С. 15-24
- Христофоров А. В., Симонов Ю. А. 2007. Статистический анализ колебаний притока воды в Северный Ледовитый океан. В кн.: Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования (под ред. Н. И. Алексеевского). М.: ГЕОС. С. 398-416.
- Broecker W. S. 1997. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance. Science, V. 278. P. 1582-1588.
- Fukutomy Y. 2003. Interannual Variability of Summer Water Balance Components in Three Major River Basins of Northern Eurasia. Journal of Hydrometeorology. V. 4. P. 283-296.
- Lammers R. B., Shiklomanov A. I., Vorosmarty C. J., Fekete B. M., Peterson B. J. 2001. Assessment of contemporary arctic river runoff based on observation discharge records. Journal of Geophysical Research, V. 106(D4). P. 3321-3334.
- Popova V., 2007. Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes. International Journal of Climatology. V. 27. P. 1721-1733.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАСУХ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ В КОНЦЕ XX – НАЧАЛЕ XXI ВЕКА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

А. Н. Золотокрылин¹⁾, В. В. Виноградова²⁾

Россия, 109017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН,
^{1)zgoldfinch@mtu-net.ru, 2)vvvino@rol.ru}

Реферат. Исследование посвящено атмосферно-почвенным засухам на юго-востоке Восточно-Европейской равнины (45-49° с.ш. и 44-49° в.д.) 1982-2006 гг. В качестве показателя интенсивности засухи принята продолжительность периода со значением индекса вегетационных условий менее 30%. Индекс вегетационных условий (VCI – vegetation condition index) определялся по данным NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Обнаружено увеличение значений индекса (улучшение вегетационных условий) в период 1987-1999 гг. по отношению к периоду 1982-1986 гг. и уменьшение значений индекса (ухудшение вегетационных условий) в 2000-2006 гг. Ослабление засушливости в 1987-1999 гг. имело свои пространственно-временные особенности: наблюдались в основном кратковременные засухи в мае-июле и средние по продолжительности засухи в августе-сентябре. В более засушливые периоды (1982-1986 и 2000-2006) доминировали кратковременные засухи в мае, а в остальные месяцы вегетационного сезона – средние и длительные засухи. Предположительно, ослабление засушливости исследуемой территории в период 1987-1999 гг. можно считать флуктуацией, а не сигналом повышения влажности климата в результате глобального потепления.

Ключевые слова. Засуха, Восточно-Европейская равнина, индекс вегетационных условий (VCI), продолжительность засухи.

STUDY OF DROUGHTS IN SOUTHEAST OF EUROPEAN RUSSIA IN END OF 20TH CENTURY – BEGINNING OF 21ST CENTURY USING SATELLITE DATA

A. N. Zolotokrylin¹⁾, V. V. Vinogradova²⁾

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 29, Staromonetnyi per.,
109017 Moscow, Russia, ^{1)zgoldfinch@mtu-net.ru, 2)vvvino@rol.ru}

Abstract. Atmospheric-soil droughts in southeast part of the East European Plain (45-49°N and 44-49°E) in 1982-2006 are analyzed. Drought intensity characterized with duration of a period with vegetation condition index values below 30%. Vegetation condition index

(VCI) is based on NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) data. Increase in the index values (i.e., improvement of vegetation conditions) in 1987-1999 vs. 1982-1986 and decline in 2000-2006 (i.e., worsening of vegetation conditions) are shown. Weakening of droughts in 1987-1999 had certain specificity in time and space. Namely, short-term droughts occurred mainly in May-July, while middle-term droughts were typical mostly of August-September. In more droughty periods (1982-1986 and 2000-2006), short-term droughts prevailed in May, while middle- and long-term ones were typical of the rest of vegetative season. Dryness reduction over the studied area in 1987-1999 was rather fluctuation than a signal of the global warming caused increase in humidity.

Keywords. Drought, East European Plain, vegetation condition index (VCI), drought duration.

Введение

Засуха – одно из опасных природных явлений, приносящих огромный ущерб обществу. Она означает временное понижение влажности окружающей среды по отношению к ее среднему состоянию. По происхождению засухи обычно делят на атмосферную, почвенную или засуху, проявляющуюся одновременно в атмосфере и почве. Существует большое количество определений, критериев и показателей засухи, некоторые из которых можно найти, например, в следующих публикациях (Хомякова, Зоидзе, 2001; Логинов, 2002; Drought, 2000; Heim, 2002; Zolotokrylin, 2003).

Одним из показателей, характеризующих атмосферно-почвенную засуху, является используемый в настоящей работе индекс вегетационных условий (Vegetation Condition Index, VCI). Он отражает состояние растительности, которое может быть условно охарактеризовано как хорошее, близкое к норме и стрессовое (Kogan, 1987). Засуха – это стрессовое состояние растительности, которое может быть вызвано атмосферно-почвенной засухой. VCI вычисляется по данным вегетационного индекса (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI), получаемого из спутниковых наблюдений радиометрами AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer, 1982-1999) и MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer, с 2000 г. по настоящее время), соответственно, Национальной администрации по океану и атмосфере США (National Oceanic and Atmospheric Administration USA, NOAA) и Национальной администрации по авиации и исследованию космического пространства США (National Aeronautics and Space Administration USA, NASA).

Статья посвящена исследованию динамики засухи на юго-востоке Восточно-Европейской равнины (45-49° с.ш. и 44-49° в.д.) за период 1982-2006 гг. Рассматривается распространение и продолжитель-

ность засухи при разных условиях увлажнения территории: сухие (1982-1986 гг.), менее сухие (1987-1999 гг.), переход от менее сухих к сухим (2000-2006 гг.) (Золотокрылин, Виноградова, 2007). Территория исследования включает степные, сухостепные, полупустынные ландшафты Европейской России и полупустынные и северные пустынные Западного Казахстана (Ландшафтная карта, 1988). В территорию полностью входят Республика Калмыкия и Астраханская область.

Методы и материалы

Показателем засухи принимается продолжительность периода с $VCI < 30\%$, характеризующая среднюю продолжительность стрессового состояния растительности, как за весь сезон активной вегетации (май-сентябрь), так и в разные месяцы этого сезона за 1982-2006 гг. Исходные материалы представляют собой месячные данные NDVI AVHRR с разрешением $1 \times 1^\circ$ за май-сентябрь 1982-1999 гг. (DAAC...) и месячные данные NDVI MODIS с разрешением $0,1 \times 0,1^\circ$ за май-сентябрь 2000-2006 гг. (EOS...). Для сравнимости данные NDVI AVHRR были пересчитаны на сетку $0,1 \times 0,1^\circ$.

Индекс вегетационных условий в каждом узле градусной сетки определялся следующим образом. Вначале находилось месячное максимальное (минимальное) значение NDVI за период 1982-1999 или 2000-2006 гг. Максимум характеризует наивысший предел NDVI при благоприятных погодных условиях, а минимум – наименьший предел при неблагоприятных. Таким образом, определялся диапазон изменения месячного NDVI от года к году в конкретном месте. При этом предполагалось, что антропогенная составляющая вариаций NDVI была несравнимо слабее погодной.

Далее определялись месячные отклонения NDVI как разность между текущим и минимальным значениями. Тогда месячный VCI_i для i года вычислялся так (Kogan, 1987):

$$VCI_i = 100(NDVI_i - NDVI_{\min}) / (NDVI_{\max} - NDVI_{\min}),$$

где $NDVI_i$ – текущее месячное значение i года, а $NDVI_{\max}$ и $NDVI_{\min}$ – максимум и минимум соответственно. Затем определялся среднемесячный VCI .

Индекс вегетационных условий изменяется от 0 до 100%, отражая изменения погодных условий вегетации от сухих до влажных. Условия считаются влажными и благоприятными для растительности на данной территории при $VCI > 70\%$. Изменения VCI в диапазоне 30-70% отражают близкие к норме условия увлажнения. Вызванные засухой неблагоприятные условия для растительности характеризуются $VCI < 30\%$.

В данной работе использовался показатель засухи – средняя многолетняя продолжительность стрессового состояния растительности, характеризующаяся $VCI < 30\%$. Средний сезонный показатель вычислялся за период вегетации май-сентябрь как частное от деления суммы месяцев с $VCI < 30\%$ за разные годы на число лет. Средний месячный показатель – отношение суммы месяцев с $VCI < 30\%$ к числу лет.

Результаты и дискуссия

Распределение индекса вегетационных условий по территории отражает нарастание засушливости с северо-запада на юго-восток в соответствии с ландшафтной зональностью от степных ландшафтов к полупустынным и пустынным. Для всего вегетационного сезона (май-сентябрь) в более засушливый период (1982-1986 гг.) индекс VCI изменялся от 30-40% на севере и западе территории до 20-30% в центре и на юге Калмыкии. Таким образом, в центре и на юге Калмыкии засухи доминировали в период 1982-1986 гг. В период 1987-1999 гг. условия увлажнения улучшились по отношению к периоду 1982-1986 гг. (Золотокрылин, Виноградова, 2004, 2007). В это время почти на всей территории VCI составил 40-50%, а в дельте Волги и на северо-западе до 60%, что соответствует близким к норме условиям увлажнения. Исключением были лишь Черные земли Калмыкии, где VCI приближался к 30%.

В начале XXI в. (2000-2006 гг.) засушливость территории вновь возросла. На большей части территории индекс VCI уменьшился до 40%. Более засушливыми стали Черные земли и Яшкульский район Калмыкии, где VCI приблизился к 20-30%. И только вдоль течения Волги и в ее дельте условия увлажнения оставались близкими к норме ($VCI = 50-60\%$).

Распределение на территории продолжительности засухи в начале сезона активной вегетации (май-июнь). В период 1982-1986 гг. продолжительность засухи менялась от 0,2-0,4 месяцев в степи на севере и западе рассматриваемой территории до 1,0-1,4 месяцев в полупустыне на юге и в центре (рис. 1). В сухой степи продолжительность засухи была в пределах от 0,6 до 1,0 месяца. В более влажный период (1987-1999 гг.) площадь засухи резко сократилась, а ее продолжительность уменьшилась до 0,1-0,4 месяцев (рис. 2). В начале XXI века (2000-2006 гг.) площадь засухи вновь возросла, а ее продолжительность увеличилась от 0,5 месяца на севере и северо-западе до 1 месяца на юге и в центре Калмыкии (рис. 3).

Таким образом, как в засушливые, так и во влажные годы на фоне зонального распределения выделяются районы с повышенной продолжительностью засух. На рассматриваемой территории – это Черноземельский и Яшкульский районы Калмыкии.

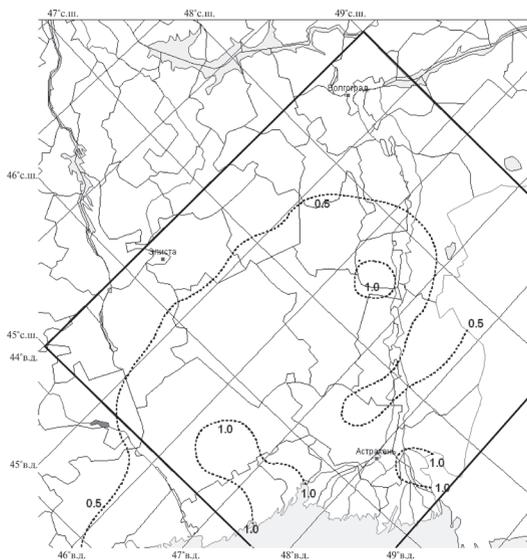


Рис. 1. Средняя продолжительность засухи в месяцах за сезон активной вегетации на юго-востоке Европейской России в мае-июне за период 1982-1986 гг., показатель засухи: VCI < 30% .

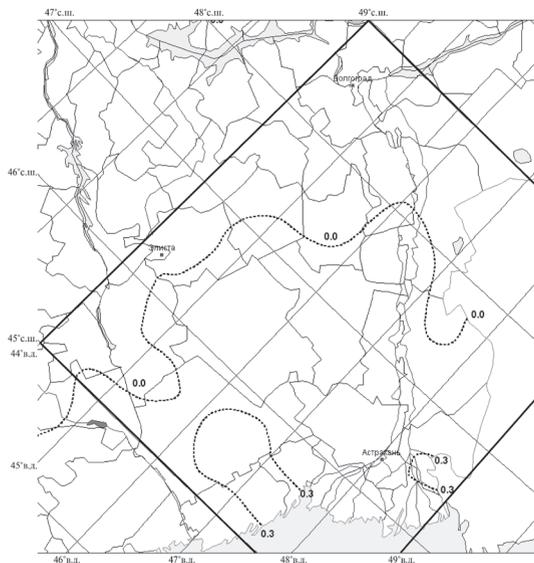


Рис. 2. Средняя продолжительность засухи в месяцах за сезон активной вегетации на юго-востоке Европейской России в мае-июне за период 1987-1999 гг., показатель засухи: VCI < 30% .

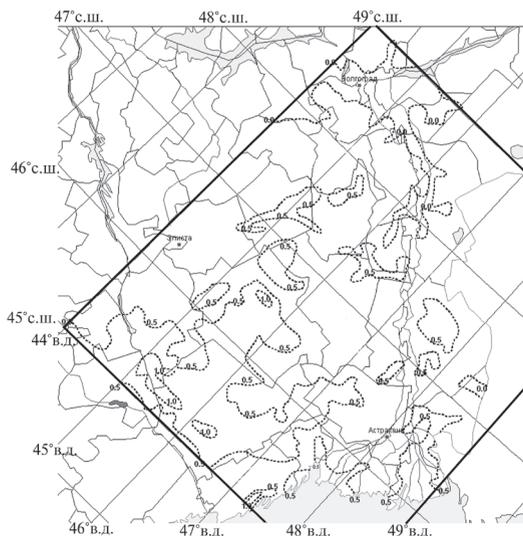


Рис. 3. Средняя продолжительность засухи в месяцах за сезон активной вегетации на юго-востоке Европейской России в мае-июне за период 2000-2006 гг., показатель засухи: VCI < 30% .

Некоторое сокращение продолжительности засухи отмечается в дельте Волги, вдоль ее русла и к востоку от нее и связано с выносом влажного воздуха с Каспийского моря и дельты Волги летом в северо-восточном направлении (Кузнецова, 1978).

Отмеченные особенности распределения сезонного показателя засухи характерны и для всего вегетационного периода (май-сентябрь). В засушливый период (1982-1986 гг.) максимальная продолжительность засухи 3,5-4,0 месяца наблюдается в центральной части и на юге территории (Черноземельский, Яшкульский, Юстинский и Енотаевский районы) на северо-западе и западе продолжительность засухи составляет около 2 месяцев, а в дельте Волги 1,8 месяца. На востоке, вдоль границы с Казахстаном показатель засухи вновь возрастает до 3 месяцев. В более влажные годы (1987-1999) показатель засухи уменьшается на всей территории, сохраняя все особенности своего распределения по территории. Максимальные значения 1,2-1,6 месяца наблюдаются на юге и в центре, минимальные – 0,5-0,7 месяца – на северо-западе и западе. В 2000-2006 гг. продолжительность засухи вновь возрастает практически на всей территории. Наибольшая продолжительность засухи отмечается на юге и в центре (Черноземельский, Яшкульский районы) – 3,6-3,8 месяца, а наименьшая – вдоль Волги и в ее дельте – 0,4-1,0 месяц. На севере и западе продолжительность засухи составляет – 2-2,5 месяца.

Таблица

Площади (тыс. км²), затрагиваемые засухой разной продолжительности, на юго-востоке Европейской России в периоды 1982-1986, 1987-1999 и 2000-2006 гг.

Годы	Градации		
	Месяц	< 0,3	0,3-0,6
МАЙ			
1982-1986	102	74	0
1987-1999	165	11	0
2000-2006	154	19	4
Разность между 1987-1999 и 1982-1986	63	-63	0
Разность между 2000-2006 и 1987-1999	-12	8	4
ИЮНЬ			
1982-1986	9	135	32
1987-1999	172	4	0
2000-2006	95	72	10
Разность между 1987-1999 и 1982-1986	163	-131	-32
Разность между 2000-2006 и 1987-1999	-77	67	10
ИЮЛЬ			
1982-1986	0	68	108
1987-1999	120	56	0
2000-2006	49	49	79
Разность между 1987-1999 и 1982-1986	120	-12	-108
Разность между 2000-2006 и 1987-1999	-71	-7	79
АВГУСТ			
1982-1986	8	59	110
1987-1999	69	108	0
2000-2006	41	42	94
Разность между 1987-1999 и 1982-1986	61	49	-110
Разность между 2000-2006 и 1987-1999	-28	-66	94
СЕНТЯБРЬ			
1982-1986	0	77	100
1987-1999	51	124	1
2000-2006	23	82	72
Разность между 1987-1999 и 1982-1986	51	47	-99
Разность между 2000-2006 и 1987-1999	-28	-42	71
СЕЗОН (МАЙ-СЕНТЯБРЬ)			
1982-1986	24	83	70
1987-1999	116	61	0
2000-2006	43	116	18
Разность между 1987-1999 и 1982-1986	92	-22	-70
Разность между 2000-2006 и 1987-1999	-73	55	18

Площади засух разной продолжительности. Разделение засухи на кратковременную (< 0,3 месяца), среднюю (0,3-0,6 месяца) и длительную (> 0,6 месяца) позволяет выявить особенности сезонного хода засух в каждом периоде (таблица). В более засушливый период (1982-1986 гг.) в мае наибольшее распространение имеют кратковременные засухи. Затем в июне начинают преобладать на территории средние по продолжительности засухи. И, наконец, в июле-сентябре, наибольшая территория затрагивается длительными засухами.

В менее засушливый период (1987-1999 гг.) кратковременные засухи доминировали в мае-июле (таблица). В остальные месяцы (август-сентябрь) наибольшие территории были затронуты засухами средней продолжительности.

В следующий более засушливый период (2000-2006 гг.) доминировали в мае кратковременные засухи, в июне – кратковременные и средние, в июле-сентябре – средние и длительные засухи. Таким образом, сравнение периодов с разными условиями увлажнения, показывает, что ослабление засушливости проявилось в охвате территории преимущественно кратковременными засухами в мае-июле и средними по продолжительности засухами в августе-сентябре. В более засушливые периоды доминировали кратковременные засухи в мае, а в следующие месяцы – средние и длительные засухи.

Тенденция изменения продолжительности засухи в 2000-2006 гг., по сравнению с более сухим (1982-1986 гг.) и менее сухим (1987-1999 гг.) периодами

В конце XX века наблюдалась тенденция роста вегетационного индекса и его межгодовой изменчивости на данной территории (Золотокрылин, Виноградова, 2007). Наибольшее увеличение произошло в сухостепных и полупустынных районах Предуралья, Нижнего Поволжья и Калмыкии. В качестве причины роста вегетационного индекса (Борликов и др., 2000; Неронов, 2000) указывают ослабление антропогенной нагрузки на землю в последнее десятилетие и положительный тренд годовых осадков в последние десятилетия XX в. (Груза, Ранькова, 2001). Новые данные NDVI MODIS за 2000-2006 гг. и, рассчитанный на их основе VCI, показали ухудшение индекса вегетационных условий по отношению к периоду 1987-1999 гг.

Сравнение изменения продолжительности засухи в начале сезона вегетации (мае-июне) в период 1987-1999 гг. отношению к периоду 1982-1986 гг. позволяет говорить об уменьшении засушливости на всей рассматриваемой территории во второй период. Продолжительность засухи сокращается на 0,2-0,3 месяца в степной и сухостепной частях территории. Максимальное сокращение продолжительности засухи на 0,4-0,5 месяца отмечается в пустынных и полупустынных

районах Нижнего Поволжья и Калмыкии, т.е. именно в тех районах, где ее продолжительность была максимальна.

Сравнение продолжительности засухи в 2000-2006 гг. и в 1987-1999 гг. показывает ее рост практически на всей территории на 0,4-0,6 месяца, т. е. практически до уровня более засушливого периода 1982-1986 гг. Наибольшие изменения наблюдаются на севере, западе и в центре территории, а наименьшие – на крайнем юге Калмыкии (от роста на 0,1 месяца до уменьшения на 0,1 месяца). Таким образом, в самых засушливых частях региона число засух практически не меняется, а в менее сухих – увеличивается.

Изменение продолжительности засухи в 2000-2006 гг. по сравнению с 1982-1986 гг. демонстрирует уменьшение этого показателя в наиболее засушливых полупустынных и пустынных районах на 0,2-0,4 месяца и его увеличение в степных и сухостепных районах на 0,2-0,4 месяца. На левом берегу Волги, в Харабалинском районе отмечается рост сезонного показателя засухи на 0,1-0,3 месяца. Таким образом, в период 2000-2006 гг. возросла засушливость степных и сухостепных районов, но уменьшилась засушливость полупустынных районов, примыкающих к Каспийскому морю. В итоге, средний вегетационный сезон периода 2000-2006 гг. оказался менее засушливым по отношению к среднему сезону 1982-1986 гг., но остался более засушливым, чем средний сезон 1987-1999 гг. Предположительно, ослабление засушливости исследуемой территории в период 1987-1999 гг. можно считать флуктуацией, а не сигналом повышения влажности климата, вызванным глобальным потеплением.

Заключение

Исследована динамика индекса вегетационных условий на территории. Сравнение изменения распределения засухи в более сухой период 1982-1986 гг., более влажный период 1987-1999 гг. по отношению к периоду 2000-2006 гг. показывает, что увеличение засух в начале XXI века не достигает уровня 1982-1986 гг., но сохраняет основные особенности распределения по территории.

Сравнение периодов с разными условиями увлажнения, показывает, что ослабление засушливости проявилось в сокращении площади территорий с преимущественно кратковременными засухами в мае-июле и средними по продолжительности засухами в августе-сентябре. В более засушливые периоды доминировали кратковременные засухи в мае, а в следующие месяцы – средние и длительные засухи.

Период 2000-2006 гг. оказывается немного менее засушливым, чем период 1982-1986 гг. и более засушливым, чем период 1987-1999 гг. Предположительно, ослабление засушливости исследуемой территории в период 1987-1999 гг. можно считать флуктуацией,

а не сигналом повышения влажности климата, вызванным глобальным потеплением.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-0093)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борликов Г. М., Харин Н. Г., Бананова В. А. и др. 2000. Опустынивание засушливых земель Прикаспийского региона. Ростов на Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 90 С.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2001. Изменение климатических условий Европейской части России во второй половине XX века. В кн. Влияние изменений климата на экосистемы. Вып. 4. М. С. 1-16.

Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В. 2004. Климатология засухи на юго-востоке Русской равнины по спутниковым данным. Исследование Земли из космоса, № 1. С. 83-89.

Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В. 2007. Соотношение между климатическим и антропогенным факторами восстановления растительного покрова юго-востока Европейской России. Аридные экосистемы. Т. 14, № 33-34. с. 20-33.

Кузнецова Л. П. 1978. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР. М.: Наука. 90 С.

Ландшфтная карта СССР. 1988. М 1:4000000. Науч. ред. А.Г. Исаченко. М.: ГУКГ СССР. 4 л.

Логинов В. Ф. 2002. Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания. В кн. Стихийные природные процессы: географические, экологические и социально-экономические аспекты. Отв. ред. В.М.Котляков. М.: Изд-во НИЭНАС. С. 107-124.

Геронов В. В. 2000. Изменение состояния биоты Черных земель Калмыкии за вековой период. Изв. РАН. Сер. геогр. № 5. С. 81-90.

Хомякова Т. В., Зондзе Е. К. 2001. Засушливые явления в России и опыт их оценки. Литературный обзор. Деп. ВНИИГМИ-МЦД. № 1221-гм01 от 25.07.01. 79 С.

DAAC. Distributed Active Archive Center. <http://daac.gsfc.nasa.gov/Drought>. 2000. A global Assessment. Routledge Hazards and Disasters Series. Routledge. Ed. D.A.Wilhite, V. I. 395 P.

EOS Data Gateway. <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>.

Heim R. R. Jr. 2002. A Review of Twentieth-Century Drought Indices Used in the Unated States. Bull. Amer. Meteor. Soc.. V. 83, № 8. P. 1149-1165.

Kogan F. N. 1987. Vegetation index for areal analysis of crop conditions. In Proceedings of the 18th Conference on Agricultural and Forest Meteorology. American Meteorological Society, West Lafayette, Indiana. P. 103-107.

Zolotokrylin A. N. 2003. Droughts: Causes, Occurrence, and Consequence. Encyclopedia of Life Support Systems. Climate-Related Hazards. EOLSS Publishers Co. Ltd.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА УВЛАЖНЕНИЕ ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В XX – НАЧАЛЕ XXI ВЕКОВ

Е. А. Черенкова

Россия, 119017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН,
lcherenkova@marketresearch.ru

Реферат. Изучено влияние изменений температуры воздуха и суммы осадков на увлажнение юга Европейской территории России в период 1936 – 2006 гг.

Показано, что увлажнение Северо-Западного Прикаспия во второй половине XX века приблизилось к увлажнению степной зоны. Увлажнение остальной части изучаемой территории оставалось в пределах межгодовой выборочной изменчивости.

Установлено, что различия в характере смещения изолиний, описывающих изменение годового и сезонного увлажнения, связаны с сезонными изменениями осадков в большей степени, чем с сезонными изменениями температуры.

Ключевые слова. Европейская территория Россия, региональное изменение климата, увлажнение, коэффициент увлажнения, Торнтвейт, гидротермический коэффициент Селянинова.

IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON MOISTENING OF SOUTH OF EUROPEAN RUSSIA IN 20TH CENTURY AND BEGINING OF 21ST CENTURY

E.A. Cherenkova

Institute of Geography, RAS, 29, Staromonetny per., 119017 Moscow, Russia,
lcherenkova@marketresearch.ru

Abstract. Impact of air temperature and precipitation change on moistening of the southern part of European Russia in 1936 – 2006 is analyzed. It was shown that moistening of the Northwest Prikaspy converged towards moistening of a steppe zone in the second half of the 20th century. Moistening of the rest of the territory remained unchanged, i.e., within the interannual variability range. It was found that differences in patterns of isoline shifts characterizing annual and seasonal moistening mainly depend on seasonal precipitation change rather than on seasonal temperature change.

Keywords. European Russia, regional climate change, moistening, moisture index, Thornthwaite, Selianinow Hydrothermal Index.

Введение

Изменение глобального климата ярче всего проявилось на территории России. Большая часть территории России находится в области максимального (как наблюдаемого, так и прогнозируемого) потепления (Оценочный доклад..., 2008). За последние 100 лет (1907-2006 гг.) общее потепление составило $0,75^{\circ}\text{C}$ в среднем для земного шара, $1,29^{\circ}\text{C}$ для России и $1,19^{\circ}\text{C}$ для Европейской части РФ (Оценочный доклад..., 2008). На фоне наблюдаемого потепления изменение увлажнения сельскохозяйственных земель России на уровне экономических районов за последние 30 лет не было однородным (Сиротенко и др., 2007). Тенденция роста увлажнения преобладала на территории Северного Кавказа, засушливой части Поволжья, а в Центрально-Черноземном и Центральном районе наблюдалось уменьшение увлажнения.

Вызванное изменением соотношения тепла и влаги устойчивое смещение границ зон увлажнения может создать предпосылки для трансформации растительных зон, что, в свою очередь, может оказать влияние на экологическую обстановку в регионе.

Целью статьи было исследовать изменение увлажнения юга Европейской России в XX – начале XXI веков в связи с глобальным потеплением и выявить, какое влияние на смещение границ зон оказали наблюдаемые колебания температуры воздуха и осадков.

Территория, данные и метод

Исследуемая территория находится между Черным и Каспийским морем и ограничена с севера 49° с.ш., с юга – государственной границей страны. На территории имеют распространение степные, сухостепные и полупустынные зональные ландшафты.

Материалы включают ежедневные данные метеорологических наблюдений за температурой воздуха и осадками за период 1936-2006 гг. из климатического архива (Архив данных ВНИИГМИ-МЦД).

Изменение годового увлажнения исследовалось при помощи сравнительного анализа коэффициента увлажнения. Различные коэффициенты увлажнения отличаются друг от друга способами расчета годовой испаряемости. Ранее были оценены методы оценки испаряемости и возможности их использования для территории юга Европейской России (Черенкова, Шумова, 2007). В данной статье отдано предпочтение испаряемости, полученной по методу Торнтвейта (Thornthwaite, 1948):

$$E_{0\text{Торнтвейт}} = 1,6 (10T / \Gamma)^a ,$$

где $E_{0\text{Торнтвейт}}$ – испаряемость, см мес⁻¹;

T – средняя месячная температура воздуха, °С;
 $a = f(I)$, где I – тепловой индекс, учитывающий поправку на широту.
 При расчете годовой испаряемости берутся только месяцы с положительной средней месячной температурой воздуха.

Для получения годовых значений коэффициента увлажнения Торнтвейта (КУТ) использовалась формула:

$$\text{КУТ} = P_{I-XII} / E_O,$$

где P_{I-XII} – годовая сумма осадков (мм), E_O – суммарная годовая испаряемость по методу Торнтвейта (мм).

Изучение колебаний увлажнения в сезон вегетации проведено с помощью гидротермического коэффициента Г. Т. Селянинова (ГТК) (Селянинов, 1928). Значения ГТК вычислены за период с активными температурами воздуха по формуле:

$$\text{ГТК} = \Sigma P_{>10^{\circ}\text{C}} / 0,1 \Sigma T_{>10^{\circ}\text{C}},$$

где $P_{>10^{\circ}\text{C}}$ – суточная сумма осадков за период со средними суточными температурами воздуха выше 10°C , мм; $\Sigma T_{>10^{\circ}\text{C}}$ – сумма средних суточных температур воздуха за период с температурами воздуха выше 10°C .

Периоды для изучения были выбраны на основе анализа временного поведения годового увлажнения. Исходя из выявленной однородности тенденций ежегодного изменения КУТ на исследованной территории в 1936-2006 гг., значения коэффициента увлажнения были осреднены для данной территории. Как видно из графика изменения КУТ на рисунке 1, в период с 1936 г. до конца 40-х годов наблюдалось уменьшение КУТ. Затем в 50-х годах XX века начался рост коэффициента увлажнения. Фаза

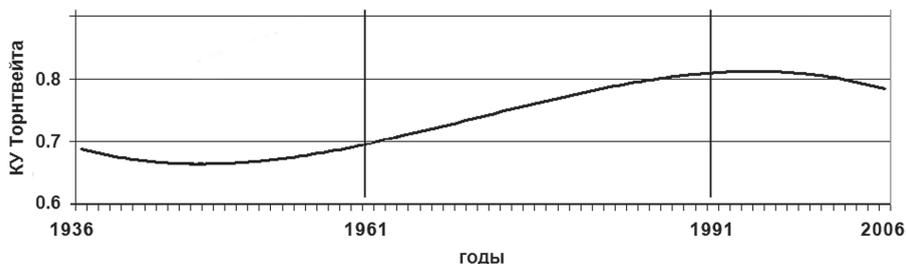


Рис. 1. Изменение осредненного коэффициента увлажнения Торнтвейта (КУТ) в период 1936-2006 гг.

наиболее интенсивного роста КУТ приходится на 60 – 90-е годы. В начале 90-х годов коэффициент увлажнения стабилизировался, а с конца 1990-х годов значения КУТ стали уменьшаться. Тридцатилетие 1961-1990 гг. рекомендовано Всемирной Метеорологической Организацией (ВМО) как базовый период для оценивания климатических переменных. Поэтому период падения, а затем активного роста коэффициента увлажнения был разделен на две части: первый период – 1936-1960 гг. и второй период – 1961-1990 гг. В качестве третьего был взят период 1991-2006 гг. – стабилизации, а затем уменьшения значений КУТ.

Изменение увлажнения в различных зонах суббореальных равнинных ландшафтов юга России в условиях глобального потепления были подробно рассмотрены ранее (Черенкова, Титкова, 2009). В данной работе сделана попытка выявить особенности смещения границ зон увлажнения от периода к периоду и исследовать влияние изменений температуры и осадков на это смещение. Для этого, за период 1936-1960 гг. была построена карта-схема пространственного распределения КУТ с изолиниями 0,5 и 0,65, являющимися северными границами соответственно семиаридной и сухой субгумидной зоны (World Atlas of Desertification, 1992). Затем для каждой из зон были построены коридоры стандартного отклонения, отражающие их территориальные колебания в 67% всех случаев. Смещение изолиний за границы заданного интервала означает, что в изучаемый период в этих областях с вероятностью, превышающей 0,67, произошло экстремальное переувлажнение/иссушение территории, не характерное для этой зоны увлажнения.

Чтобы оценить годовое изменение границ зон увлажнения от периода к периоду, на карту-схему были нанесены изолинии осредненного за периоды 1961-1990 и 1991-2006 гг. КУТ. Реакция сезонного увлажнения территории на изменения климата исследовалась по изменению положения заданных изолиний ГТК 0,4 и 0,7, которые являются северными границами соответственно сухой и засушливой зон (Географический атлас, 1980). Карты-схемы изолиний ГТК для анализа изменения границ зон увлажнения в сезон вегетации строились аналогично изолиниям КУТ.

Для пространственного анализа результатов в ГИС ArcView и MapInfo были построены электронные карты-схемы. Статистическая значимость изменений результатов оценивалась с помощью критерия Стьюдента (с уровнем значимости 0,95) для временных рядов разной длины. Использовались статистические пакеты SPSS и Statistica.

Анализ результатов

Рассмотрим, как изменялась температура воздуха и осадки в периоды 1936-1960, 1961-1990 и 1991-2006 гг. Для проведения анализа термического режима и режима осадков на всей исследуемой территории были рассчитаны средние значения температуры и сумм осадков холодного (ноябрь-март) и теплого (апрель-октябрь) сезона за рассматриваемые периоды.

Из рисунка 2 а) видно, что в период 1961-1990 гг. по сравнению с 1936-1960 гг. на всей территории наблюдалось потепление холодного сезона. Оно было неоднородным и изменялось от $0,2^{\circ}\text{C}$ на западе территории до 1°C на востоке. Как показано на рисунке 2 б), потепление теплого сезона в период 1961-1990 гг. было незначительным (в среднем на $0,1^{\circ}\text{C}$) и имело место на юго-западе и северо-востоке изучаемой территории. Одновременно на северо-западе территории и в северо-западном Прикаспии зафиксировано небольшое похолодание теплого сезона (в среднем на $0,1^{\circ}\text{C}$).

Период 1991-2006 гг. по сравнению с предыдущим тридцатилетием характеризуется потеплением, наблюдаемым как в зимний, так и в летний сезон. Необходимо отметить, что летнее потепление в этот период усилилось (рис. 2 в) и г)).

Все выявленные температурные изменения были статистически незначимыми. Исключением является юго-восток Европейской России, где произошло значимое увеличение температуры холодного периода.

Как следует из рисунка 3 а), практически на всей территории исследования наибольшие изменения (статистически значимое увеличение) сумм осадков в период 1961-1990 гг. по отношению к 1936-1960 гг. наблюдались в холодный период года. Максимальное увеличение сумм осадков за холодный сезон на побережье Азовского моря составило 60 мм. В теплый период 1961-1990 гг. рост сумм осадков так же имел место, однако был менее интенсивным и статистически незначимым (рис. 3 б)).

В период 1991-2006 гг. по сравнению с 1961-1990 гг. суммы осадков выросли в оба сезона года практически на всей изучаемой территории (рис. 3 в) и г)). Однако при этом изменения осадков холодного периода были минимальными. На большей части исследованной территории изменения осадков были статистически незначимыми как в холодный, так и в теплый период года. Исключение составила территория на юго-востоке Европейской России, где количество осадков теплого сезона статистически значимо возросло.

Анализ изменений коэффициента увлажнения Торнтвейта в пределах изучаемой территории показал, что наиболее интенсивными процессы увлажнения были в период 1961-1990 гг. (Черенкова, Титкова, 2008). Для этого периода по сравнению с 1936-1960 гг. ха-

рактерна фаза повышенного годового увлажнения. Абсолютные изменения увлажнения увеличивались с юга на север. Максимальное относительное увеличение увлажнения (более 20%) наблюдалось на западе степной зоны.

В 1991-2006 гг. по сравнению с 1961-1990 гг. наблюдалось снижение увлажнения северной части территории исследования. В этот период интенсивность процессов изменения увлажнения замедлилась. Фаза повышения увлажнения полупустынной и южной части степной зоны продолжилась. Максимальное относительное увлажнение отмечалось в сухих степях и полупустыне Северо-Западного Прикаспия.

Реакция заданных изолиний КУТ и ГТК на изменения климата была рассмотрена отдельно для периодов 1961-1990 и 1991-2006 гг. по сравнению с периодом 1936-1960 гг. (рис. 4). На большей части территории изолинии КУТ продвинулись к юго-востоку, приблизившись к южной границе заданного интервала стандартного отклонения.

На протяжении всего периода с 1936 по 2006 год северные границы сухой субгумидной и семиаридной зоны (изолинии КУТ со значением 0,65 и 0,5) оставались в рамках интервала стандартного отклонения (рис. 4 а) и б)). Тем не менее, в 1961-1990 гг. указанные изолинии существенно продвинулись к юго-востоку по сравнению с периодом 1936-1960 гг. На это перемещение изолиний оказало влияние статистически значимое увеличение сумм осадков холодного периода, наблюдавшееся на рассматриваемой территории в период 1961-1990 гг. Совсем незначительное смещение изолинии КУТ со значением 0,35 за рамки коридора стандартного отклонения произошло лишь в Северо-Западном Прикаспии в период 1991-2006 гг. (рис. 4 в)). Отчасти оно было связано с статистически значимым потеплением в холодный сезон года и уменьшением промерзаемости почвы. Но основную роль в этом процессе сыграло статистически значимое увеличение осадков теплого сезона, ярко отразившееся на изменении изолиний, характеризующих сезонное увлажнение.

На большей части территории изолинии ГТК, характеризующие положение северных границ сухой и засушливой зон в периоды 1961-2006 гг., оставались в пределах коридора стандартного отклонения (рис. 5 а) и б)). Необходимо отметить, что на протяжении всего периода с 1936 по 2006 г. наблюдался рост увлажнения сухой зоны в Северо-Западном Прикаспии. Как видно из рисунка 5 б), здесь в 1991-2006 гг. изолиния ГТК вышла за пределы коридора стандартного отклонения. В этот период по сравнению с предыдущим тридцатилетием значимый рост осадков наблюдался только на юго-востоке Европейской России в теплый период года. Поэтому в Северо-Западном Прикаспии изолиния ГТК по сравнению с изолинией КУТ сместились дальше за границы коридора стандартного отклонения.

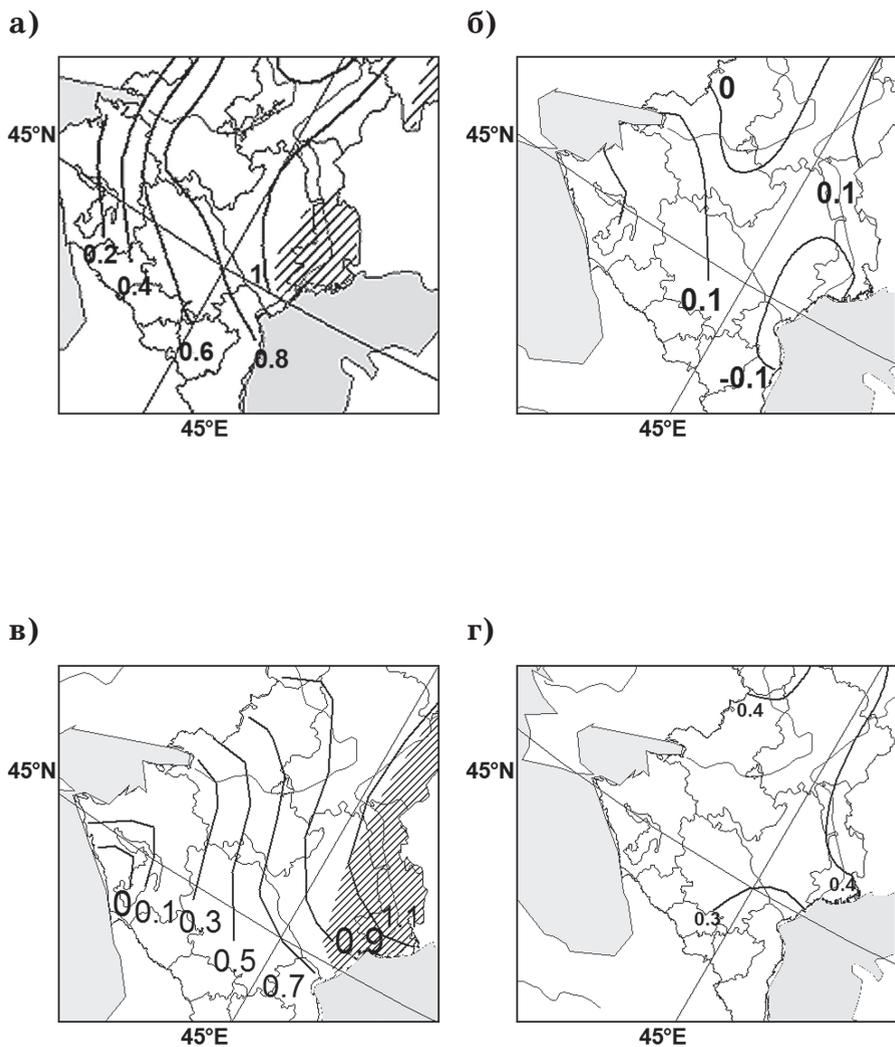


Рис. 2. Изменение среднемноголетней температуры воздуха: а) за холодный период и б) за теплый период 1961-1990 гг. по сравнению с 1936-1960 гг. (°C); в) за холодный период и г) за теплый период 1991-2006 гг. по сравнению с 1961-1990 гг. (°C). Штриховкой показан значимый результат (с уровнем значимости 95%).

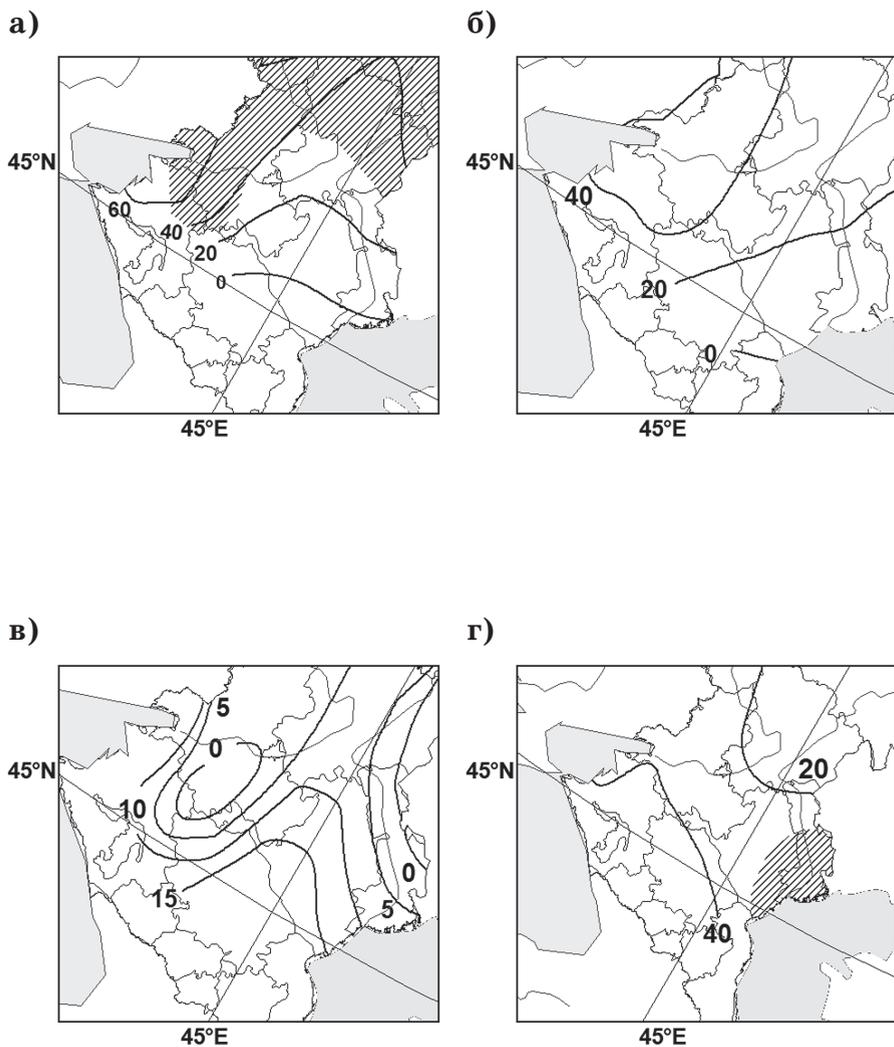


Рис. 3. Изменение среднемноголетних сумм осадков: а) за холодный период и б) за теплый период 1961-1990 гг. по сравнению с 1936-1960 гг. (мм); в) за холодный период и г) за теплый период 1991-2006 гг. по сравнению с 1961-1990 гг. (мм). Штриховкой показан значимый результат (с уровнем значимости 95%).

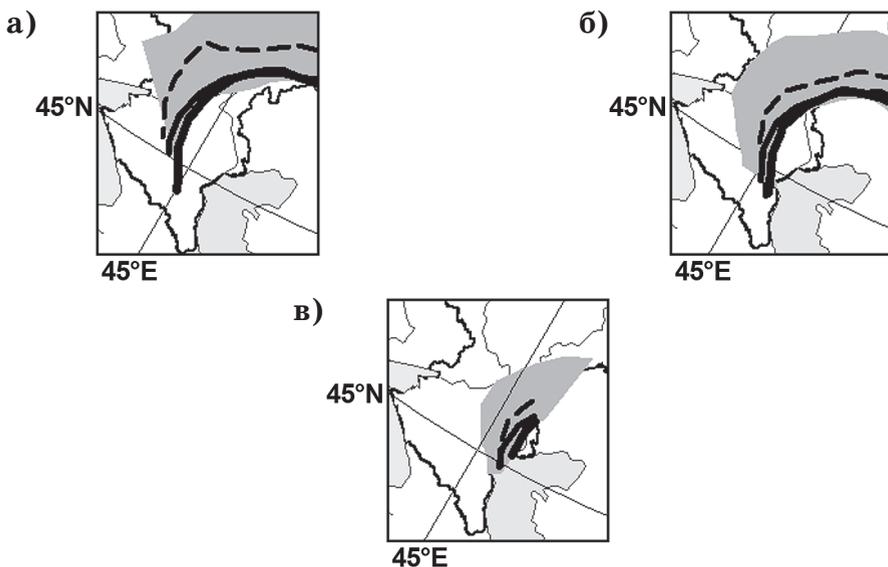


Рис. 4. Изменение положения изолиний среднегогодового коэффициента увлажнения Торнтвейта (КУТ) со значением: а) 0,65; б) 0,5; в) 0,35. Пунктирная линия – среднегогодовое КУТ за период 1936-1960 гг., полужирная сплошная линия – за период 1961-1990 гг., жирная сплошная линия – за 1991-2006 гг. Интервал стандартного отклонения среднегогодового КУТ за период 1936-1960 гг. выделен серым цветом.

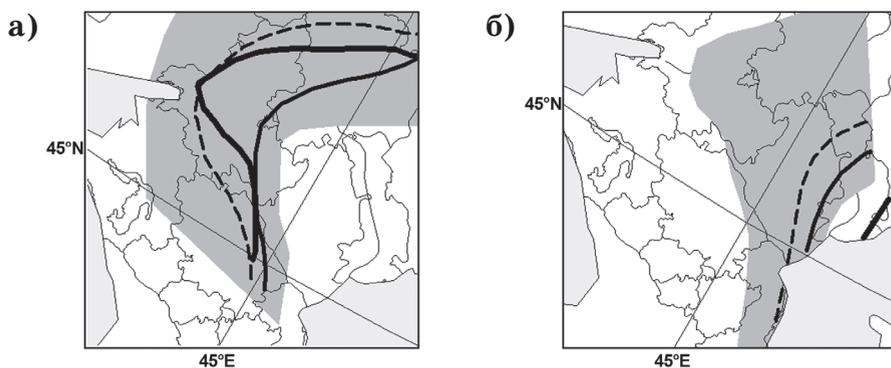


Рис. 5. Изменение положения изолиний среднегогодового ГТК со значений: а) 0,7; б) 0,4. Пунктирная линия – среднегогодовое ГТК за период 1936-1960 гг., полужирная сплошная линия – за период 1961-1990 гг., жирная сплошная линия – за 1991-2006 гг. Интервал стандартного отклонения среднегогодового ГТК за период 1936-1960 гг. показан серым цветом.

Смещение в Северо-Западном Прикаспии изолиний КУТ и ГТК южнее границы заданного интервала означает, что в последнее сорокалетие XX века в этом районе с вероятностью, превышающей 0,67, произошло экстремальное переувлажнение территории, не характерное для этой зоны увлажнения.

На увеличение увлажнения в последние десятилетия XX века на юге Европейской России косвенно указывают и факты восстановления растительного покрова, повышения уровня грунтовых вод, увеличения гидроморфности почв в степных районах с заболачиванием речных пойм. Происходящие климатические изменения на фоне сильной водохозяйственной (ирригационной) трансформированности территории свидетельствуют о реальной тенденции увеличения увлажненности степных районов юга Европейской России.

В работах (Зайдельман и др., 1998; Назаренко, 2006; Новикова и др., 2002; Сиротенко и др., 2007) авторы отмечают очаговое переувлажнение земель в степной зоне на юге России, подъем грунтовых вод зафиксирован на территории Азово-Кубанской равнины (Динский район Краснодарского края), Федерального заказника «Каменная степь» (Воронежская область), Кубанской наклонной равнины (Кочубеевский район Ставропольского края). В настоящее время фиксируется существенное увеличение питания подземных вод и подъем грунтовых вод в Ростовской области, что является следствием увеличения среднегодовых температур за счет потепления в зимний период и увеличением выпадения атмосферных осадков (Назаренко, 2006). Подъем уровня грунтовых вод с конца 80-х годов XX века со средней скоростью 11 см в год отмечается и на Джаныбекском стационаре (Соколова и др., 2001; Сапанов, 2006). Повышением увлажнения и ослаблением перевыпаса объясняют начало восстановления растительности на опустыненных территориях Черноземельской низменности, а также остепнение растительности ранее полупустынных территорий Калмыкии (Еланский, 2004; Мяло, Левит, 1996; Назаренко, 2006; Неронов, 2002). Наблюдаемые изменения климата на фоне сильной водохозяйственной (ирригационной) трансформированности территории свидетельствуют о тенденции увеличения увлажнения степных и полупустынных районов на юге России (Золотокрылин, Виноградова, 2007; Кузьмина, 2007; Сапанов, 2006; Сиротенко, Грингоф, 2006).

Синхронность статистически значимых изменений сумм осадков и увлажнения указывает на наличие между ними связи. Однако в выявленных особенностях смещения изолиний КУТ и ГТК, характеризующих изменение увлажнения от периода к периоду, очевидна роль именно статистически значимых сезонных изменений осадков. Зависимость изменений увлажнения от изменений температуры проявляется не так явно.

Заключение

Проведенный анализ изменения температуры воздуха, сумм осадков и смещения границ зон увлажнения на рассматриваемой территории в XX в. и начале XXI в. позволяет сделать следующие выводы.

В Северо-Западном Прикаспии выявлено смещение изолиний, характеризующих годовое и сезонное увлажнение, южнее границы заданного интервала стандартного отклонения. Увлажнение этого полупустынного района приблизилось к степной зоне, увлажнение остальной части территории исследования оставалось в пределах межгодовой выборочной изменчивости.

Результаты анализа температурного режима и режима осадков, а также характера смещений изолиний годового и сезонного увлажнения свидетельствует о влиянии на это смещение сезонных изменений осадков в большей степени, чем сезонных изменений температур.

Благодарность

Работа выполнялась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ-07-05-00593).

Автор выражает благодарность А. Н. Золотокрылину за помощь в подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архив данных ВНИИГМИ-МЦД (Обнинск) (<http://www.meteo.ru>).
- Географический атлас. Агроклиматические ресурсы. 1:25000000. Для учителей средней школы. 1980. ГУГиК. М.: С.149.
- Еланский Н. Ф. 2004. Спасет ли Калмыкию потепление климата? Наука в России. № 2. С. 42-48.
- Зайдельман Ф. Р., Тюльпанов В. И., Ангелов Е. Н., Давыдов А. И. 1998. Почвы мочарных ландшафтов – формирование, агроэкология и мелиорация. М.: МГУ. 160 С.
- Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В. 2007. Соотношение между климатическим и антропогенным факторами восстановления растительного покрова юго-востока Европейской России. Аридные экосистемы. Т. 13, № 33-34. С. 7-16.
- Кузьмина Ж. В. 2007. Анализ многолетних метеорологических трендов на юге России и Украины (от лесостепи до пустынь) Аридные экосистемы, Т. 13, № 32. С. 47-61.
- Мяло Е. Г., Левит О. В. 1996. Современное состояние и тенденции развития растительного покрова Черных земель. Аридные экосистемы. Т. 2, № 2-3. С. 145-152.
- Назаренко О. Г. 2006. К вопросу о влиянии климатических факторов на грунтовые воды Донно-Донецкого бассейна во второй половине XX столетия. Водные ресурсы. Т. 33, №4. С. 504-510.
- Неронов В. В. 2002. Динамика растительности и населения грызунов на Юге Калмыкии в изменяющихся условиях среды. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. к. б. н. М.: ИЭ РАН. 24 С.
- Новикова Н. М., Назаренко О. Г., Хитров Н. Б. 2002. Проблема биологического загрязнения ландшафтов степных районов России. В кн.: Научные аспекты

экологических проблем России. Труды всероссийской конференции, посвященной памяти академика А. Л. Яншина в связи с 90-летием со дня рождения. М.: Наука. Т. 2. С. 234-237.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. Том I. Изменения климата. М.: Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет); ГУ «НИЦ Планета». 227 С.

Сапанов М. К. 2007. Синхронность изменения уровней Каспийского моря и грунтовых вод в Северном Прикаспии во второй половине XX в. Изв. РАН, сер. геогр. № 5. С. 82-87.

Селянинов Г. Т. 1928. О сельскохозяйственной оценке климата. Труды по сельскохозяйственной метеорологии. Вып. 20. С. 169-178.

Сиротенко О. Д., Грингоф И. Г. 2006. Оценки влияния ожидаемых изменений климата на сельское хозяйство Российской Федерации. Метеорология и гидрология. № 8. С. 92-101.

Сиротенко О. Д., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Абашина Е. В., Павлова В. Н. 2007. Современные климатические изменения теплообеспеченности, увлажненности и продуктивности агроферы России. Метеорология и гидрология. № 8. С. 90-103.

Соколова Т. А., Сиземская М. Л., Толпешта И. И., Сапанов М. К., Субботина И. В. 2001. Динамика солевого состояния целинных почв полупустыни северного Прикаспия в связи с многолетними колебаниями уровня грунтовых вод (на примере Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН). В кн.: Экологические процессы в аридных биогеоценозах. Чтения памяти академика В. Н. Сукачева. М. С. 113-132.

Черенкова Е. А., Шумова Н. А. 2007. Испаряемость в количественных показателях климата. Аридные экосистемы. Т. 13, № 33-34. С. 57-69.

Черенкова Е. А., Титкова Т. Б. 2009. Изменение увлажнения суббореальных равнинных ландшафтов России в условиях глобального потепления. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: ИГКЭ. Т. XXII. С. 64-78.

Thornthwaite C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geograph. Rev. V. 38, № 1. P. 55-94.

World Atlas of Desertification. 1992. UNEP. London: Edward Arnold. 63 P.

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

*А. И. Гинзбург¹⁾, А. Г. Костяной¹⁾,
Н. А. Шеремет¹⁾, В. И. Кравцова²⁾*

¹⁾ Россия, 117997 Москва, Нахимовский проспект, д. 36, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, kostianoy@online.ru

²⁾ Россия, 119991 Москва, Воробьевы горы, 1, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Географический факультет

Реферат. Продемонстрирована эффективность использования спутниковой информации (спутниковых изображений видимого и инфракрасного диапазонов, измерений альтиметров и радиометров) для прослеживания динамики различных параметров Аральского моря в период его усыхания. Рассмотрена межгодовая изменчивость морфометрических характеристик моря в целом и его отдельных частей (1957-2009 гг.), температуры поверхности (1982-2006 гг.) и уровня (1992-2006 гг.) моря, продолжительности ледяного покрова (1992-2005 гг.), количества атмосферных осадков над районами водосбора Амударьи и Сырдарьи (1979-2001 гг.) и нормализованного индекса вегетации (1981-2001 гг.). Представлены примеры проявления на спутниковых изображениях различных процессов в море (прибрежный апвеллинг, вихри, сгонно-нагонные явления и т.д.) и атмосфере (пылевые бури, необычный узор облаков).

Ключевые слова. Аральское море, спутниковый мониторинг, уровень моря, ледяной покров, температура поверхности.

SATELLITE MONITORING OF THE ARAL SEA

*A. I. Ginzburg¹⁾, A. G. Kostianoy¹⁾,
N. A. Sheremet¹⁾, V. I. Kravtsova²⁾*

¹⁾ P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36, Nakhimovsky Pr., 117997 Moscow, Russia, kostianoy@online.ru

²⁾ Department of Geography, Lomonosov Moscow State University, 1, Vorobievsky Gory, 119991 Moscow, Russia

Abstract. Efficiency of the satellite information use (satellite imagery, measurements with radiometers and altimeters) for tracing dynamics of various parameters of the Aral Sea during its desiccation is demonstrated. Interannual variability of morphometric parameters of the sea as a whole and its parts is considered (1957-2009), as well as that of sea surface temperature (1982-2006), sea level (1992-2006), duration of the ice cover (1992-2005), amount of atmospheric precipitation over Amu Darya and Syr Darya catchment areas (1979-2001), and NDVI (Normal-

ized Difference Vegetation Index, 1981-2001). Examples of manifestation of various processes in satellite images in the sea (coastal upwelling, vortices, wind surges, etc.) and the atmosphere (dust/salt storms, unusual cloud pattern) are presented.

Key words. Aral Sea, satellite monitoring, sea level, ice cover, surface temperature.

Введение

Аральское море – замкнутый бассейн в зоне пустынь Средней Азии. На протяжении жизни одного поколения в его режиме (гидрологическом, гидрохимическом, гидробиологическом) произошли катастрофические и уже необратимые изменения, связанные с безвозвратным изъятием стока питающих море рек (Амударьи и Сырдарьи) на нужды орошения. В так называемый условно-естественный период (1911-1960 гг.), при уровне моря около 53 м абс. (53 м выше уровня Балтийского моря), его площадь и объем составляли примерно 66,1 тыс. км² и 1064 км³ соответственно, максимальные глубины в западном и центральном районах Большого моря достигали 69 и 29 м соответственно, в Малом – 29 м, соленость вод в открытой части моря была сравнительно низкой – 9,6-10,3‰ (Бортник, Чистяева, 1990). В антропогенный период (с 1961 г.) происходило постепенное обмеление Аральского моря и его превращение к 2000-ым годам в гиперсоленый бассейн.

Усыхание Аральского моря в антропогенный период привело не только к значительным изменениям его морфометрических, физических, химических, биологических и других параметров, но и к разрушению инфраструктуры в прибрежной зоне (в том числе – к прекращению с 1990-х годов работы большей части метеорологических станций и уровнемерных постов). Однако сокращение (или отсутствие) в настоящее время надежных и регулярных контактных измерений температуры поверхности моря (ТПМ), его уровня и параметров ледяного покрова может быть восполнено использованием соответствующих спутниковых баз данных, доступных через Интернет. Например, для прослеживания долговременной изменчивости ТПМ в различных частях Аральского моря могут быть использованы массивы MCSST-данных (Multi-Channel Sea Surface Temperature) (с ноября 1981 г.) и/или данные проекта Pathfinder (совместный проект NOAA/NASA, нацеленный на производство высококачественных глобальных баз данных о температуре поверхности океана с 1985 г. по настоящее время). Эти базы данных с высоким пространственно-временным разрешением (до 1 км и 1 суток) и разрешением по температуре в 0,1°С основаны на измерениях AVHRR-радиометров (Advanced Very High Resolution Radiometer) спутников NOAA. Аль-

тиметры спутников TOPEX/Poseidon (Т/Р) и Jason-1 (J1) обеспечивают надежную, регулярную, достаточно частую (раз в 5-10 дней) и не зависящую от погодных условий информацию об изменчивости уровня моря в Большом и Малом Арале с 1992 г. Альтиметрические данные и данные радиометров SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) позволяют изучать межгодовую изменчивость ледового режима Арала. Изображения, получаемые от радиометров AVHRR спутников NOAA и MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) на борту спутников Terra и Aqua обеспечивают возможность следить за изменениями береговой линии моря и выявлять интересные явления в воде, атмосфере и на осушенных участках Аральского моря.

В данной статье содержатся сведения о динамике различных параметров Аральского моря на протяжении 10–20-летнего периода (с 80-90-х годов прошлого столетия), полученные на основе спутниковой информации. Рассмотрены изменения морфометрических характеристик (береговой линии, площади поверхности моря и его объема), уровня моря, ТПМ и ледового режима. Кроме того, продемонстрированы явления, связанные с изменениями береговой линии и солености моря в процессе его усыхания, такие, как апвеллинг у образовавшегося в результате обмеления восточного побережья западной части Большого Арала, эпизодические прорывы вод Амударьи в его восточную часть, пылевые бури и др.

Морфометрические параметры

Материалы и методы

Начало использования спутниковой информации для картографирования береговой линии Аральского моря относится ко второй половине 1970-х гг., когда уже проявились изменения его морфометрических характеристик.

Картографирование изменений береговой линии Арала по космическим снимкам было предпринято Казахским аэрогеодезическим предприятием, где по фотоснимкам со спутников системы Ресурс-Ф (с хорошим пространственным разрешением $R \sim 30$ м), полученным в 1977, 1984 и 1989 гг., были смонтированы фотопланы, отдешифрована береговая линия на эти годы и в 1990 г. выпущена «Карта динамики Аральского моря с 1957 по 1989 гг. с прогнозом до 2000 г.», по которой были определены площади водоема (Сигалов, 1986; Карта динамики..., 1990).

На кафедре картографии и геоинформатики Географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова было продолжено картографирование изменений береговой линии Арала с использованием космических снимков 1989-

2008 гг. (1989 г. был включен для связи с предыдущими определениями). Работа выполнялась последовательно в несколько этапов, и для этих многолетних исследований в разные периоды использовались различные материалы космических съемок. Если на первом этапе применялись фотографические снимки со спутников Ресурс-Ф (R~30 м), которые из-за недостаточного охвата (180x180 км) необходимо было соединять в фотопланы, а интервал наблюдений был большим (5-7 лет), то в 1990-е годы хорошими обзорными материалами для прослеживания изменений площади водоема стали снимки, получаемые системой МСУ-СК (R~170 м) со спутников Ресурс-О, которые при ширине полосы сканирования 600 км не нуждались в монтаже, но требовали лишь трансформирования в единую картографическую проекцию для определения площадей. Интервал наблюдений сократился до 2 лет, а со второй половины 1990-х годов использовались ежегодные снимки, хотя и полученные в разные сезоны. Для 2001 г., когда спутники Ресурс-О закончили работу, использовались снимки с российского модуля Международной орбитальной станции, сделанные с помощью цифровой фотокамеры с R~ 50 м. Рессл и Миклин (Ressler, Micklin, 2004) для мониторинга усыхания Аральского моря в эти годы также использовали спутниковую информацию: фотографии Challenger Hasselblad (1984 г.), спутниковые изображения с NOAA-9 и NOAA-11 (1985-1992 гг.) и Ресурс/МСУ-СК (с 1996 по 2000 г.).

После 2001 г. наблюдения за состоянием Арала были облегчены в связи с регулярным получением снимков с американского спутника Terra, осуществляющего ежедневный глобальный обзор; размещение в Интернете снимков, сделанных системой MODIS с разрешением 250 м в двух зонах видимого и ближнего инфракрасного диапазона сделало возможным выполнение ежегодного картографирования в один и тот же сезон, когда уровень моря минимален, а также обеспечило изучение сезонных изменений береговой линии. Некоторые из использованных снимков разных лет показаны на рис. 1.

Параллельно со сменой исходных материалов для картографирования совершенствовалась и его технология. В начальный период, при работе со снимками Ресурс-О/МСУ-СК, методика компьютерной обработки цифровых снимков и карт, определения значений площадей за разные годы была основана преимущественно на растровых технологиях – использовании блока программ Idrisi – Corel Draw. Впоследствии она была усовершенствована и определение площадей повторено с применением программных ГИС-пакетов: Idrisi™ – как и прежде, для растровых изображений, ArcView™ и Mapinfo™ – для векторных. Методика включает следующие этапы: трансформирование снимков в проекцию карты масштаба 1: 1 000 000; регистрация карты-основы и трансформированных снимков в единой системе географических координат в ArcView™; создание векторных

полигональных слоев путем цифрования береговой линии моря на соответствующих снимках по растровой подложке; создание карты разновременных береговых линий масштаба 1:1 000 000 в проекции UTM-1983 – универсальной поперечной проекции Меркатора, по своим параметрам близкой к проекции Гаусса–Крюгера; вычисление значений площади водного зеркала моря и отчленившихся водоемов. Эта методика детально рассмотрена в работах (Кравцова и др., 2001, Кравцова и др., 2002). Точность определения площадей оценивается в десятые доли процента, не ниже 1%. В связи с этим данные о площадях приведены с округлением до сотен кв. км.

Динамика береговой линии

По ежегодным спутниковым изображениям и рис. 2 прослеживается, как менялись очертания береговой линии Аральского моря по мере падения его уровня. К 1977 г. к суше присоединился большой остров в северной части моря и образовался полуостров Кокарал, отделивший северную часть акватории – будущее Малое море. На юго-востоке превратилась в сушу большая часть Акпеткинского архипелага. Продолжалось выдвижение дельты Амударьи и сократилась площадь заливов Джилтырбас и Аджибай.

К 1984 г. на севере расширились полуострова Куланды и Кокарал, на полуострове Шубартауз выдвинулась на юг коса, расчленившая акваторию будущего Малого моря. На юго-востоке весь Акпеткинский архипелаг присоединился к суше и существенно спрямилась береговая линия, исчез аральский тип берега. На южном участке исчезли заливы Джилтырбас и Аджибай, а полуостров Муйнак превратился в небольшую останцовую возвышенность среди суши. Появилась обширная отмель вокруг острова Возрождения протяженностью с севера на юг 70 км и шириной 20-30 км.

К 1989 г. на северном участке сильно сократился залив Сарышыганак, в результате береговая линия отошла на 30 км от Аральска, стоявшего в 1961 г. на берегу моря. Для восточного и южного участков побережья было характерно спрямление береговой линии, однако еще продолжалось выдвижение дельты Амударьи в устье рукава Урдабай. Отмель вокруг о. Возрождения расширилась до 30-40 км и сформировалась большая отмель сложной конфигурации вокруг о. Лазарева протяженностью с севера на юг 50 км и шириной 5-10 км, а южнее ее образовалась новая отмель вблизи южного берега.

В 1987 г. Аральское море разделилось перемычкой на Малое и Большое моря. На месте бывшего пролива Берга, ширина которого в условно-естественный период составляла 15 км (Бортник, Чистяева, 1990), образовалась непостоянная протока шириной в несколько десятков метров, по которой излишки воды из Малого моря (уровень

которого после отчленения стабилизировался на отметках около 39,5 м абс.) сбрасывались в Большое море. С 1989 г. Большой и Малый Арал – фактически отдельные водоемы со своим гидрологическим режимом, особенно после строительства плотин в 1992-2005 гг. (даты последовательных возведений и разрушений дамб/плотин в бывшем проливе Берга указаны в (Kourgaev et al., 2009)).

К 1991 г. дельта Амударьи прекратила выдвигаться в море; отмель, образовавшаяся ранее у южного берега, причленилась к нему в виде полуострова; отмели вокруг бывших островов Возрождения и Лазарева объединились в единый остров протяженностью 150 км, рядом с которым образовались несколько новых островов. К 1997 г. остров Барсакельмес присоединился к суше, превратившись в полуостров.

В 2001 г. большая срединная отмель вокруг бывших островов Возрождения и Лазарева причленилась к южному берегу, вызвав беспокойство международного сообщества из-за существовавшего на островах биополигона. Превратившись в полуостров, она почти разделила Большое море на две части – западную и восточную, соединявшиеся узким проливом, в то время шириной 12–15 км, между отмелями острова Возрождения и северным берегом. В 2004 г. отчленился от моря залив Тщebas. К 2007 г. очень сильно отступила береговая линия на юге восточной части Большого моря, переместившись за 2 года на 40 км севернее. После строительства плотины, удерживающей воды Малого моря, все реже стали обводняться остатки северо-восточного залива, уже не всегда соединяющегося с Большим морем. Пролив между западной и восточной частями Большого моря сузился до сотен метров (см. также (Духовный и др., 2008)).

Береговая линия залива в северо-восточной части Большого моря, образовавшегося в результате отделения Малого моря от Большого и присоединения острова Барсакельмес к суше, наиболее динамична (рис. 3), причем ее изменения иногда асинхронны по сравнению с остальной частью Большого моря. При продолжавшемся падении уровня, отступании береговой линии и сокращении площади водоема в целом, на этом участке в отдельные годы наблюдается увеличение обводнения, связанное с поступлением стока из Малого моря. В годы незначительного стока или его прекращения залив обсыхал (1996, 1998, 2001 гг.), а при достаточном стоке он заполнялся водой (1991, 1993, 1997, 1999 гг.). В 2002, 2003 и 2005 гг., когда наблюдался перелив воды в море из искусственных водоемов дельты Амударьи, северо-восточный залив был обводнен. Возможно, его режим в эти годы определялся также и поступлением в море амударьинских речных и постирригационных вод. После сооружения фундаментальной плотины в августе 2005 г., состояние залива полностью определялось регулированием стока ею из Малого моря – в июне 2007 г. залив был обводнен, а в ноябре обсох (см. рис. 3 в (Ginzburg et al., 2010)).

В 2008-2009 гг., в связи с продолжающимся обмелением Большого Арала, произошло существенное уменьшение водного зеркала восточной части Большого моря. Спутниковое изображение от 2 сентября 2009 г. (рис. 1г, MODIS/Aqua) показывает, что в восточной части Большого моря осталось незначительное по площади и очень мелкое соленое «болото», которое летом 2010 г. может полностью высохнуть. Надо отметить, что те же спутниковые изображения НАСА, но обработанные по другой методике, уже могут показывать, что восточная часть Большого Арала полностью высохла и мы наблюдаем белую соляную корку на обсохшем дне (см. спутниковое изображение на <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=39944&src=eoaiotd>), что неверно. Таким образом, в 2010 г. уже ничто не будет напоминать прежнюю конфигурацию береговой линии Аральского моря 1960-х годов.

Изменения площади и уровня моря

Площади Арала в целом и его отдельных частей в 1957-2008 гг., оцененные по спутниковым изображениям (см. также рис. 2), приведены в табл. 1. Жирным шрифтом в таблице выделены площади реально существовавших акваторий Арала в целом (до отделения Малого моря), а также Большого и Малого морей после их разделения. Остальные данные относятся к гипотетическим акваториям Большого и Малого морей до их реального разделения и к западной и восточной частям Большого моря до его реального окончательного разделения. По полученным таким образом оценкам площади можно, при известной детальной батиметрии бассейна, оценить его уровень и объем (Чуб, 2000; Михайлов и др., 2001; Ressler, Micklin, 2004; Zavalov, 2005; Духовный и др., 2008). Пример подобных расчетов для Большого и Малого морей для 1986-2006 гг. приведен в табл. 2, заимствованной из (Духовный и др., 2008).

Данные табл. 1 и 2 позволяют проследить, как менялся темп сокращения площади Арала и падение его уровня в разные периоды. Среднегодовое сокращение площади акватории, составлявшее в 1961-1977 гг. около 700 км²/год, увеличилось до 1200 км²/год в 1984-1989 гг., когда в отдельные годы сток рек в море почти прекращался. В 1989-1991 гг. темпы сокращения площади были экстремальными – 2300 км²/год. Во многом это связано с экстремальным по своей сухости 1989 г. В 1990-е гг., когда регулярная съемка со спутника Ресурс-О обеспечивала ежегодные наблюдения, обнаружилась большая неравномерность сокращения площади в разные годы (частично это может быть связано также с вынужденным использованием до 2000 г. разносезонных снимков). В это время периоды с высокой интенсивностью сокращения площади – около

1500 км²/год (1993-1996, 1997-1998 гг.) – чередуются с периодами замедления темпа сокращения площади до 300-600 км²/год (1991-1993, 1998-1999 гг.) и даже около 50 км²/год (1997 г.). Эти резкие колебания находят отражение и на карте (см. рис. 2), где береговые линии 1991 и 1993, 1996 и 1997 гг. сближаются, почти повторяя одна другую. В 2000 г. скорость сокращения площади увеличилась до 2600 км²/год, а в 2001 г., когда к южному берегу восточной части Большого Арала причленились отмели срединных островов, была экстремальной – 4600 км²/год. В последний период 2001-2008 гг. средняя скорость сокращения площади водоема составила 1670 км²/год, но оно также было неравномерным – в многоводные 2003 и 2005 гг. сокращение площади было наименьшим – 200 и 1000 км²/год соответственно, а в 2007 гг. – экстремальным, 3500 км²/год. Суммарная площадь Аральского моря с 1961 г. по 2008 г. сократилась с 66400 км² до 10400 км², составив всего 15,7% от его площади в 1961 г. При этом наибольшие темпы уменьшения площади зеркала в период 1989-2008 гг., по данным табл. 1, наблюдались в восточной части Большого моря с пологими берегами – 1358 км²/год в среднем, тогда как его западная часть «усыхала» со средней скоростью 284 км²/год, а в Малом море площадь зеркала практически не менялась. Сокращение площади Большого моря произошло главным образом за счет мелководной восточной части, площадь которой в 2008 г. (3200 км²) впервые стала меньше площади западной части (4000 км²).

Уровень Малого моря после 1989 г. менялся также незначительно – в пределах примерно 39-42 м абс. Его изменения были связаны с вариациями стока Сырдарьи и перетоком воды в Большое море. В частности, резкое падение уровня в 1999 г. (табл. 2) было вызвано разрушением дамбы Кокарал в апреле 1999 г. (Чуб, 2000; Kougaev et al., 2009). В то же время уровень Большого моря заметно понижался с 41,02 м в 1986 г. до 30,4 м в 2006 г. (средняя за этот период скорость понижения уровня – примерно 50 см/год).

Заметим, что значения уровня моря в табл. 2 в некоторые годы могут быть завышенными или заниженными по сравнению с реальными. Например, прямые измерения, выполненные в ноябре 2002 г. (Завьялов и др., 2003; Zavialov et al., 2003) и октябре 2003 г. (Завьялов и др., 2004) ((см. также (Zavialov, 2009)) в точке с координатами 45°05,6' с.ш., 58°20,2' в.д. с использованием геодезического триангуляционного метода, дали практически одинаковые значения – 30,47 и 30,50 м соответственно, что примерно на 1,5 м меньше значений, приведенных в табл. 2 для этих лет. Эти завышенные оценки уровня моря могли быть следствием неточного определения площади моря по спутниковым изображениям.

Таблица 1

Изменение площади Аральского моря и его частей (км²) в 1957-2008 гг.

Годы	Аральское море в целом	Большое море					Малое море
		В целом	Западная часть	Восточная часть			
				В целом	Основной водоем	Отчленившиеся водоемы	
1957	67 100	61 200					5 900
1961	66 400	60 500					5 900
1977	54 900	50 600					4 300
1984	47 400	43 700					3 700
1989	41 500	38 400	9 400	29 000			3 100
1991	36 600	33 800	8 200	25 600			2 800
1993	36 000	33 000	7 900	25 100			3 000
1996	31 300	28 600	7 100	21 500			2 700
1997	31 200	28 100	7 000	21 100			3 100
1998	29 700	26 500	6 700	19 800			3 000
1999	29 300	26 300	6 500	19 800			3 000
2000	26 700	23 900	6 200	17 700			2 800
2001	22 100	19 400	5 500	13 900			2 700
2002	19 900	17 000	5 200	11 800			2 900
2003	19 700	16 800	5 000	11 800			2 900
2004	17 900	15 100	4 800	10 300	9 500	800	2 800
2005	16 900	14 100	4 800	9 300	8 700	600	2 800
2006	15 700	12 400	4 600	7 800	6 800	1 000	3 300
2007	12 200	8 900	4 200	4 700	4 400	300	3 300
2008	10 400	7 200	4 000	3 200	2 900	300	3 200

Примечание: жирным шрифтом выделены площади реально существовавших водоемов (с 1989 г. – Малое и Большое моря).

**Изменение основных морфометрических параметров Большого
и Малого морей в 1986-2006 гг. (Духовный и др., 2008)**

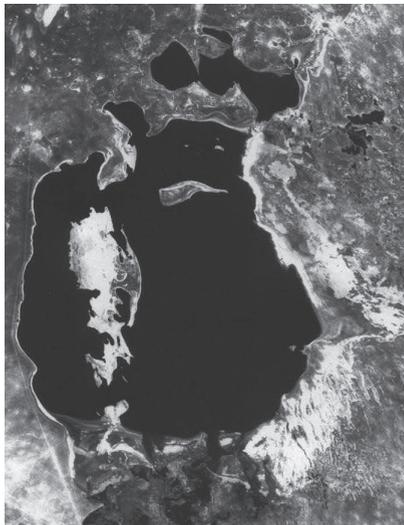
Годы	Большое море			Малое море		
	Уровень моря, м	Площадь моря, км ²	Объем моря, км ³	Уровень моря, м	Площадь моря, км ²	Объем моря, км ³
1986	41.02	38 560	380.63	40.90	2 830	22.47
1987	40.19	37 130	343.17	40.80	2 810	22.39
1988	39.67	36 180	312.65	40.50	2 750	21.84
1989	39.10	35 300	306.92	40.20	2 710	20.28
1990	38.24	33 670	280.44	40.50	2 750	21.84
1991	37.66	32 020	257.16	40.40	2 730	20.92
1992	37.20	31 830	240.17	40.20	2 710	20.28
1993	36.95	31 420	231.70	39.37	2 570	18.43
1994	36.90	31 310	229.87	40.10	2 690	20.01
1995	36.50	30 040	217.25	40.50	2 750	21.84
1996	35.48	28 540	195.63	40.50	2 750	21.84
1997	34.80	26 910	173.44	41.20	2 910	22.67
1998	34.21	25 750	168.43	42.50	3 240	27.03
1999	33.98	24 120	147.62	36.8	2 090	12.03
2000	33.50	22 930	139.53	39.80	2 620	19.26
2001	32.40	21 000	131.16	39.20	2 550	17.97
2002	32.00	18 700	110.84	39.30	2 580	18.44
2003	31.50	17 300	97.23	40.00	2 650	19.77
2004	31.09	16 400	93.46	40.80	2 810	22.39
2005	30.70	15 770	89.79	41.00	2 860	22.52
2006	30.40	13 470	81.35	41.80	2 990	24.01

Сравнение данных табл. 1 и 2 (см. также подобную информацию в (Чуб, 2000) для 1960-1995 гг. и (Ressl, Micklin, 2004) для 1960-2002 гг.) показывает, что различия в оценках площадей Большого и Малого морей разными авторами для одного и того же года иногда превышают 10%. Это может быть связано как с различиями в методиках обработки спутниковой информации, так и с использованием для обработки спутниковых снимков, относящихся к разным сезонам или к разным ветровым условиям (кратковременные изменения береговой линии и площади моря под влиянием ветра рассмотрены ниже в разделе «Разнообразные явления...»).

а)



б)



в)



г)



Рис. 1. Изображения Аральского моря с орбитальной станции Салют-4 (1975 г.), Ресурс-0/МСУ-СК (1989-1999 гг.), MODIS/Terra (2001-2007 гг.) и MODIS/Aqua (2009 г.): июнь 1975 г. (а), 18 октября 1991 г. (б), 13 октября 2005 г. (в), 2 сентября 2009 г. (г)

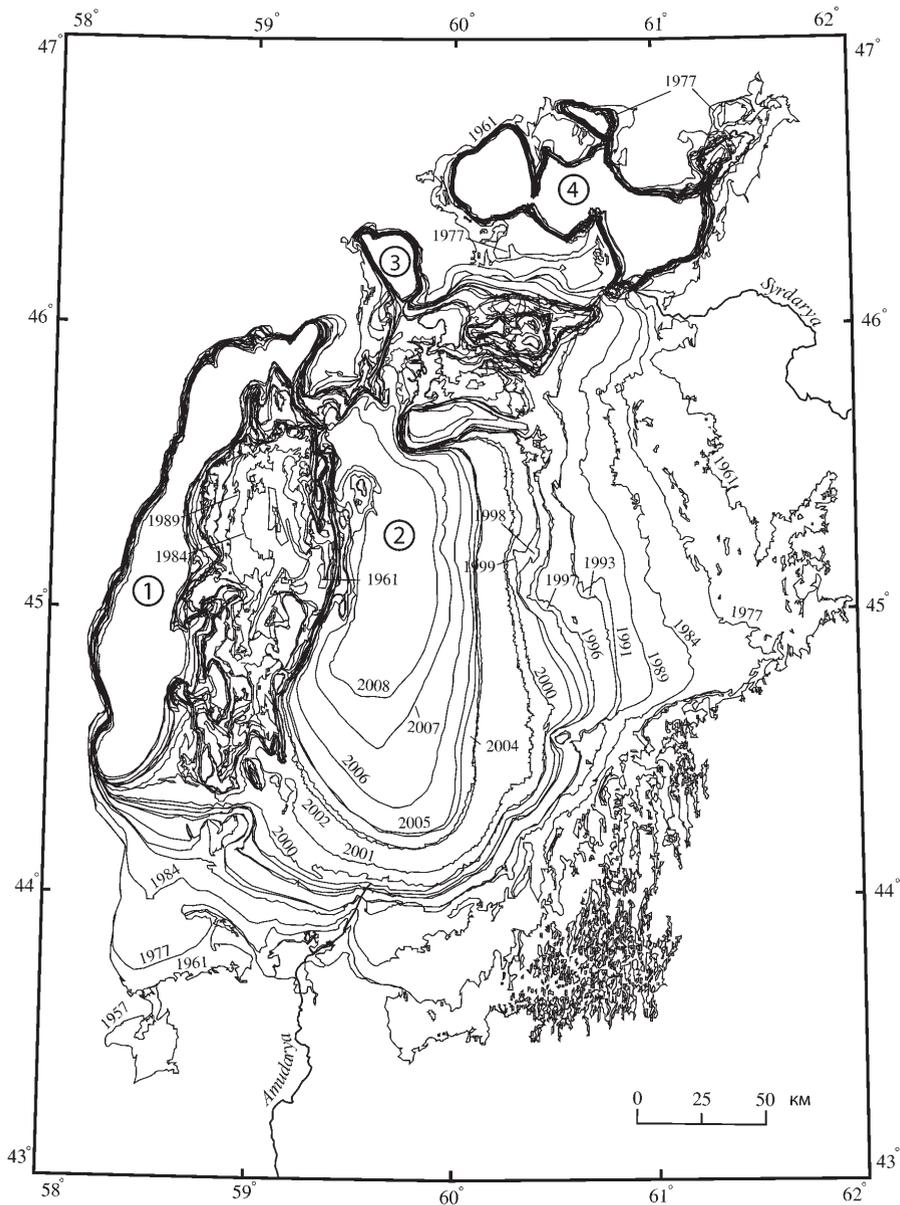


Рис. 2. Карта изменения береговой линии Аральского моря в период 1957-2008 гг. Цифры в кружках: (1) западная часть Большого Арала, (2) восточная часть Большого Арала, (3) залив Тщebas, отделившийся в 2004 г., (4) Малое море.

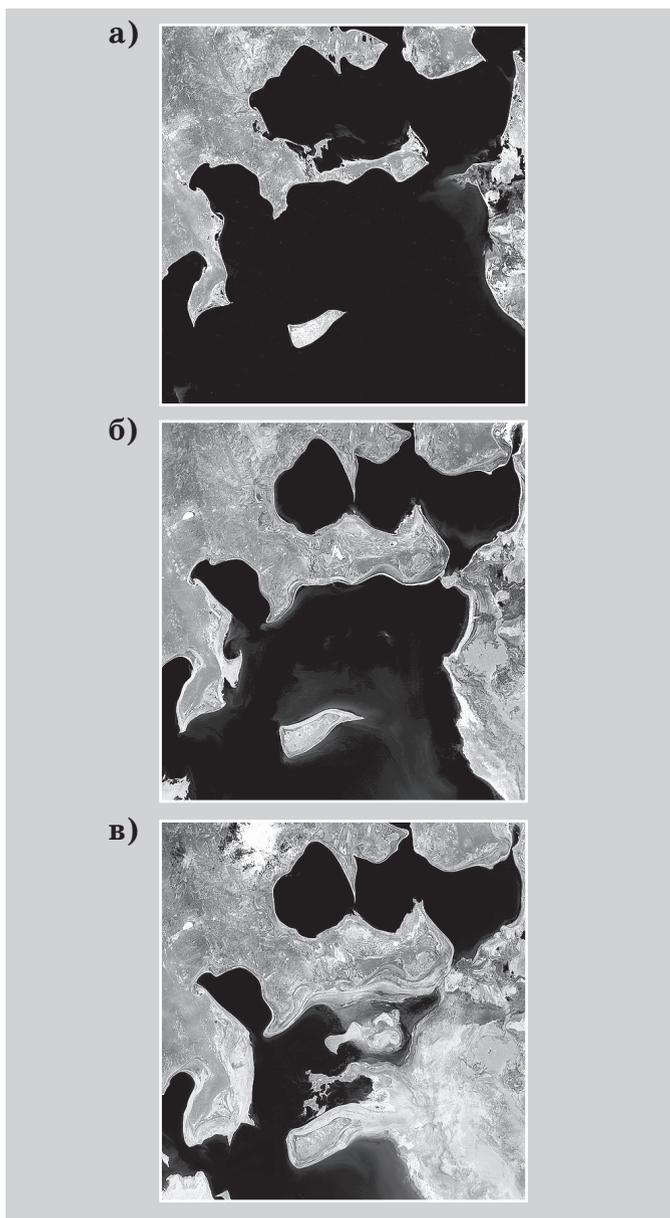


Рис. 3. Образование северо-восточного залива Большого моря к 2000 г. (по изображениям спутника Landsat за 1973 (а), 1987 (б) и 2000 (в) гг.) (http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/1000/1396/landsat_aral_triptych_lrg.jpg).

**Сезонные изменения площади Аральского моря и его частей (км²)
в 2002 г.**

Дата	Аральское море в целом	Большое море			Малое море
		в целом	западная часть	восточная часть	
13 марта	21 490	18 640	5 530	13 110	2 850
16 апреля	21 690	18 860	5 110	13 750	2 830
18 мая	21 570	18 700	5 110	13 590	2 870
10 июля	21 740	18 840	5 140	13 700	2 900
28 июля	21 020	18 160	5 260	12 900	2 860
14 августа	20 500	17 640	5 320	12 320	2 860
19 сентября	19 320	16 530	4 960	11 570	2 790
7 октября	19 240	16 380	5 350	11 030	2 860
5 ноября	19 210	16 340	5 120	11 220	2 870

Изменения площади моря и его частей в 2002 г. иллюстрируется данными табл. 3, полученными обработкой разновременных снимков MODIS/Terra. Видно, что сокращение площади водоема происходит в течение года неравномерно, причем наибольшие изменения характерны для мелководной восточной части Большого моря; в Малом море они практически отсутствуют. В марте–июле площадь Большого моря испытывает небольшое увеличение с пиками в апреле (после схода снежного покрова на равнинах) и в июле (во время пика стока рек ледникового питания). Вторая половина лета и начало осени – с середины июля до октября – характеризуются резким уменьшением площади акватории. В зимнее время площадь моря, находящегося подо льдом, судя по сопоставлению осенних и весенних снимков, стабильна. Такой ступенчатый ход изменения площади моря соответствует сезонному ходу его уровня. Заметим, что спутниковые наблюдения сезонных изменений площади моря косвенно подтверждаются измерениями уровня в западной части Арала (Zavialov, 2009) (30,2 и 29,6 м в марте и сентябре 2006 г. соответственно) и альтиметрическими измерениями (см. ниже).

Уровень моря

Прямые измерения уровня моря возможны с помощью спутниковой альтиметрии, которая обеспечивает надежную, регулярную и всепогодную информацию с октября 1992 г., когда уже произошло фактическое разделение Арала на два водоема. Данные альтиметров со спутников Т/Р и J1 для слежения за изменениями уровня

Аральского моря использовались в ряде исследований (Kostianoy et al., 2004; Peneva et al., 2004; Stanev et al., 2004; Aladin et al., 2005; Cretaux et al., 2005; Kouraev et al., 2009). Треки спутника Т/Р (с августа 2002 г. его заменил спутник Jason-1) и J1 над Аральским морем показаны на рис. 4.

Заметим, что в настоящее время существует несколько источников данных альтиметров для Большого и Малого Арала, доступных для использования. Это массивы Hydroweb, USDA Reservoirs database, Lakes and Rivers database, ISADB (Integrated Satellite Altimetry Data Base). Основываясь на исходных данных альтиметров, каждая группа исследователей использует различные методы оценивания уровня моря для конкретного временного периода. Результаты сопоставления этих массивов данных и причины возможного различия между ними для случая Аральского моря рассмотрены в (Kouraev et al., 2009). Изменения уровней Большого и Малого морей в период с октября 1992 по декабрь 2006 г., полученные на основе использования массива альтиметрических данных ISADB, созданного в Геофизическом центре РАН (Medvedev et al., 1997; Medvedev et al., 2005), показаны на рис. 5. При этом уровень Большого Арала рассчитывался в точке пересечения треков 107-142. Точка пересечения треков 107-218 в Малом море расположена слишком близко к побережью и потому не может использоваться для корректного анализа; расчеты были выполнены для точки 107 восходящего витка спутника, находящейся на одинаковом расстоянии от линии берега (рис. 4) (Kouraev et al., 2009).

Рис. 5а демонстрирует непрерывное уменьшение уровня Большого моря (в относительных единицах, высота морской поверхности), модулированного сезонными и межгодовыми изменениями. С октября 1992 до весны 1995 г. уровень моря был относительно стабилен; затем до лета 2002 г. происходило резкое уменьшение уровня со средней скоростью 95 см/год. С октября 1992 по август 2002 г. уровень моря упал примерно на 6,5 м. В последующие годы падение уровня моря продолжалось, но с существенно меньшей скоростью – 13,5 см/год. Сезонные изменения уровня – обычно в пределах 1 м, хотя в отдельные годы они достигали примерно 2 м (рис. 5а).

Уровень Малого моря после его отделения от Большого в общем увеличивался (рис. 5б). Временное падение уровня Малого моря в 1994-1996 гг. было связано с отсутствием на протяжении трех лет дамбы, разрушенной в апреле 1993 г. Прорыв очередной плотины в апреле 1999 г. привел к новому резкому падению уровня Малого моря на 2,5 м. С сентября 2001 г. уровень Малого моря растет. Скорость этого роста с сентября 2005 г., после введения в строй пятой дамбы, – примерно 95 см/год. Сезонные изменения уровня могут достигать примерно 2 м (рис. 5б).

Температура поверхности моря (ТПМ)

Глобальные массивы спутниковых данных, основанные на измерениях радиометром AVHRR, используются для исследования межгодовой и сезонной изменчивости ТПМ Аральского моря. Результаты таких исследований на основе MCSST-данных представлены, например, в (Small et al., 2001; Гинзбург и др., 2002; Ginzburg et al., 2003; Stanichny et al., 2005).

В соответствии с работами (Гинзбург и др., 2002; Ginzburg et al., 2003), основанными на ночных MCSST-данных 1982-2000 гг. (среднение за неделю, пространственное разрешение 18 км) и доступных измерениях *in situ*, выполненных в 1950-х годах, в температурном режиме Аральского моря и трех его регионов (Малого моря, западной и восточной частей Большого моря) в антропогенный период произошли следующие изменения по сравнению с условно-естественным периодом.

К 2000 г. среднемесячные значения ТПМ увеличились в мае примерно на 4-5°C во всех регионах Аральского моря, в августе – примерно на 2,5°C в Малом море и восточной части Большого и примерно на 1,5°C в западной части Большого моря; в ноябре ТПМ уменьшилась примерно на 1,5-2,5°C в Большом море и осталась практически неизменной в Малом море. Эти изменения свидетельствуют о сдвиге весенней и осенней температурных фаз (примерно на месяц и полмесяца в Большом море соответственно) в сторону их более раннего наступления по сравнению с условно-естественным периодом (рис. 6). Максимум летних ТПМ сместился с середины августа на вторую половину июля.

С 1994 г. летний максимум ТПМ в мелководной восточной части Большого Арала выше, чем в «глубоководном» западном регионе, в отличие от предшествующего периода; то есть разность температур между относительно глубоким западным и мелководным восточным регионами Большого моря изменила знак (рис. 6). Примерно с этого же времени (начало 1990-х гг.), когда падение уровня Большого моря достигло примерно 16 м (табл. 2), началось увеличение разности ТПМ между тремя регионами Арала (рис. 7), связанное с обмелением моря (Гинзбург и др., 2002; Ginzburg et al., 2003).

Из-за увеличенной средней за август ТПМ (выше 25,5°C) и уменьшенной зимней температуры (ниже -2°C) годовой размах ТПМ к 2000 г. превысил 27°C (он не превышал 24°C в условно-естественный период (Самойленко, 1953)).

В 1995-2000 гг. среднегодовые значения ТПМ уменьшались со скоростью 0,1-0,3°C/год (минимальный тренд температуры наблюдался в глубоководном западном регионе). Оценка среднегодовой ТПМ для 2000 г. (примерно 11,8°C в восточной части Большого моря)

оказалась на $0,6^{\circ}\text{C}$ выше, чем прогнозировалось для этого года в (Бортник, Чистяева, 1990) с учетом ожидаемого обмеления моря.

В целом, полученные результаты хорошо согласуются с прогностическими оценками ожидаемых в связи усыханием Арала изменений в его термическом состоянии, сделанными в 1950–1980-х гг. (Самойленко, 1953; Бортник, Чистяева, 1990; Ginzburg et al., 2003). Это свидетельствует в пользу предположения, что выявленные изменения в температурном режиме Аральского моря были обусловлены в основном его усыханием (уменьшением глубины и теплозапаса). Более высокие среднегодовые значения ТПМ в 2000 г. по сравнению с предсказанными в (Бортник, Чистяева, 1990) могли быть связаны, в частности, с крупномасштабной климатической изменчивостью: температура воздуха над Средней Азией в период между 1960 и 1991 гг. увеличилась на $1,5^{\circ}\text{C}$ (Small et al., 2001).

Следует отметить, что нижний предел температурного диапазона глобальных MCSST-данных искусственно установлен на уровне -2°C (в расчете на воды с океанской соленостью, температура замерзания T_{fr} которых не ниже данного значения). Однако обработка исходного массива AVHRR-данных по ТПМ за 2002–2004 гг. позволила определить значение $T_{\text{fr}} = -7^{\circ}\text{C}$ для современных условий и оценить соответствующий годовой размах ТПМ для этих лет как 37°C для открытых вод Арала (Stanichny et al., 2005). По-видимому, это значение – наибольшее из известных для Мирового океана и внутренних морей.

Оценки значений T_{fr} примерно -7°C и $-8,96^{\circ}\text{C}$, полученные для вод с соленостью 160‰ , приведены в работах П. О. Завьялова (Zavialov, 2005) и А. В. Кураева и др. (Kouraev et al., 2004a) соответственно. Для сравнения, в условно-естественный период солености и температура замерзания воды были примерно 10‰ и $-0,5 - -0,7^{\circ}\text{C}$ соответственно. Заметим также, что из-за высокой солености воды T_{fr} стала выше температуры максимальной плотности (Ginzburg et al., 2003). Интересно, что лед на спутниковых изображениях теплее, чем вода (Stanichny et al., 2005).

Соленость моря

В настоящее время не существует датчиков на борту спутников, которые позволяли бы проводить спутниковые измерения солености океана вообще (с хорошим разрешением по солености) и тем более такого гиперсоленого водоема, как современное Аральское море. Однако, известны попытки оценивания солености Арала, в отсутствие измерений *in situ*, по полученным данным о площади моря (Михайлов и др., 2001) или температуре замерзания воды (Stanichny et al., 2005).

Метод, предложенный в работе (Михайлов и др., 2001), предусматривает решение трех задач: 1 – уточнение кривых связи между уров-

нем водоема, его площадью и объемом и их аналитическое выражение; 2 – проверка степени соответствия площадей акватории Арала, измеренных по космическим снимкам, площадям, рассчитанным по уровню с помощью кривой площадей за период, когда еще имелись данные наблюдений над уровнем; 3 – восстановление уровней воды за период, когда надежных данных наблюдений за ними уже не стало, по площадям акватории водоема, полученным по космическим снимкам, а затем и расчет неизвестных величин объемов воды в Арале и ее солености. Например, в соответствии с такими расчетами, объем и соленость вод Большого моря в 2001 г. могли бы быть 279 км^3 и примерно 57% соответственно (Михайлов и др., 2001). Эти прогностические оценки, однако, оказались значительно заниженными как по объему воды (табл. 2), так и по солености, которая уже в 1999 г. в районе Актумсука (западная часть Большого моря) составляла 68% (Чуб, 2000) (см. также (Zavialov, 2005)).

В соответствии с оценкой температуры замерзания воды для восточной части Большого моря $T_{\text{гр}} = -7^\circ\text{C}$, полученной в работе (Stanichny et al., 2005) по спутниковым данным (см. выше), соленость этого бассейна в 2004 г. должна была быть примерно 120% (Stanichny et al., 2005). Эта оценка солености вполне реальна, поскольку измеренная в 2004 г. соленость в поверхностном слое более глубокой (и менее соленой) западной части Большого моря оказалась равной 100% (Zavialov, 2009).

Ледовый режим

Аральское море покрыто льдом каждую зиму в течение нескольких месяцев. Однако даты начала ледообразования (появления первого льда) и разрушения ледяного покрова (полное очищение моря ото льда) имеют значительную пространственно-временную изменчивость, связанную с метеорологическими условиями (в частности, с суровостью зим, ветром), морфологией моря и его соленостью. Изменения регионального климата, а также физико-химических и морфометрических параметров самого Аральского моря приводят к изменениям ледовых условий. В отсутствие регулярных наблюдений за ледяным покровом на гидрометеорологических станциях и данных ледовых авиаразведок, которые выполнялись с 1941 г. до середины 1980-х годов (Бортник, Чистяева, 1990), спутниковая информация стала основным (и эффективным) методом изучения этих изменений.

Спутниковые изображения дают очень наглядное представление о протяженности ледяного покрова и его продолжительности (рис. 8). Однако поступление этих данных зависит от облачности и, следовательно, нерегулярно. Этого недостатка лишены микроволновые датчики. Первым источником всепогодных спутниковых данных о

ледяном покрове в Аральском море были измерения пассивным микроволновым радиометром SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) в 1979-1987 гг., установленном на спутнике NIMBUS-7, и датчиков SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) на спутниках серии DMSP (the Defense Meteorological Satellite Program) (с 1987 г.). Регулярную и всепогодную информацию о ледовых условиях дает новый метод, основанный на совместном использовании одновременных данных от активных (радар-альтиметр) и пассивных (радиометр) микроволновых измерительных устройств на Т/Р и других спутниках (Kouraev et al., 2003; Kouraev et al., 2004a, b; Kouraev et al., 2009). Данные со спутников Т/Р и J1, имеющих одинаковую орбиту, доступны с октября 1992 г. и февраля 2002 г. соответственно.

Объединение данных от датчиков SMMR и SSM/I (с 1978 г.), а также комбинация одновременных измерений от активных и пассивных микроволновых устройств на спутнике Т/Р (с 1992 г.) позволили получить временные ряды дат первого и последнего наблюдений ледяного покрова, продолжительности ледового сезона и протяженности льда для 1979-2002 гг. (Kouraev et al., 2004a). В работе (Kouraev et al., 2009) данные со спутника Т/Р были дополнены измерениями радаров-альтиметров со спутников GFO (Geosat Follow-On) (с января 2000 г.) и ENVISAT (с ноября 2002 г.). Треки этих спутников покрывали восточную часть Большого моря и Малое море (см. (Kouraev et al., 2009)). Даты ледообразования и очищения ото льда были определены для этих частей Арала в период 1991-2006 гг., за исключением зимы 2002/2003 г., когда надежную информацию для Большого моря из-за пропусков в альтиметрических данных было невозможно получить (рис. 9).

Можно видеть (рис. 9), что лед в Малом море появляется в среднем на 15 дней раньше и исчезает позже (в холодную зиму 2001/2002 г. – на 70 дней), чем в Большом, что следует также из характера ледяного покрова на рис. 8. Это различие в ледовых условиях может быть связано как с более северным географическим положением Малого моря, так и с более высокой температурой замерзания воды в нем по сравнению с Большим морем из-за значительной разности в солености этих водоемов. Интересно, что межгодовая изменчивость дат начала/окончания ледового сезона и его продолжительности в Малом море не обнаруживает заметного тренда в 1992-2006 гг., тогда как продолжительность ледового сезона и особенно дата исчезновения льда в мелководном Большом Арале имели ярко выраженные тренды разных знаков в разные периоды: отрицательный тренд в 1996-2002 гг. (фаза потепления) и положительный в 2002-2006 гг. (фаза похолодания) (рис. 9). Заметим, что увеличение продолжительности зимнего периода в 2002-2006 гг. происходило при мало меняющемся уровне Большого Арала (рис. 5а), а, значит, и при практически

неизменных значениях солености и температуры замерзания воды. Это свидетельствует в пользу предположения (Kouraev et al., 2004a; Zavalov, 2005), что изменения в датах начала и окончания ледового сезона, а также в протяженности ледяного покрова связаны в большей степени с региональными климатическими трендами, чем с осолонением моря при его усыхании.

Разнообразные процессы в воде и атмосфере

Спутниковые изображения видимого и инфракрасного диапазонов спектра позволяют наблюдать различные процессы или явления в воде, атмосфере и на осушенных участках Аральского моря.

Лед

Как уже отмечалось выше, с помощью спутниковых изображений в отсутствие облачности можно определять даты начала и окончания ледового сезона, протяженность ледяного покрова и региональные особенности распределения льда, в том числе под влиянием ветра. Из-за низкой температуры замерзания воды (примерно -7°C в восточной части Большого моря в настоящее время, см. выше) ледяной покров в этом регионе обычно фрагментарный (рис. 8) даже в суровые зимы (см. также спутниковое изображение для 22 февраля 2003 г. на рис. 3.12 в (Zavalov, 2005)). Это изображение с MODIS/Aqua для 22 февраля 2003 г. и многие другие спутниковые изображения выявляют интересное явление, связанное с низкими зимними температурами воды в мелководном Большом море из-за ее высокой солености: образование языка льда в месте стока Амударьи в южной части Большого моря за счет, возможно, охлаждения пресных вод стока снизу более холодными солеными водами моря (Zavalov, 2005). Рис. 8б обнаруживает еще одно интересное явление, характерное для современного периода: восточная часть Большого Арала очищается ото льда быстрее, чем западная, что связано, по-видимому, с более высокой соленостью вод восточной части и их более низкой температурой замерзания.

На зимних спутниковых изображениях хорошо видны также покрытые снегом участки суши (см., например, рис. 8а).

Сгонно-нагонные явления

Перемещения воды в определенном направлении (в сторону суши или моря) под действием ветра (нагон или сгон) на отмелях участках бывшего дна охватывают большие площади, причем временной масштаб перехода от сгона к нагону может составлять лишь несколько дней. Ветровые нагоны отмечались на Арале и в прежние годы,

но теперь, на очень отмелых участках бывшего дна они стали более сильными, охватывая большие площади. Например, очень сильный нагон зафиксирован на снимке MODIS/Terra 16 апреля 2003 г. (рис. 10а), когда на юго-западном побережье Большого Арала была затоплена полоса шириной до 30 км и площадью 1800 км². В то же самое время на восточном берегу Большого Арала полоса шириной 2-3 км и площадью 270 км² освободилась от воды и береговая линия отступила. На снимке отобразилась и причина нагона – видны белые полосы соле-пылевых шлейфов (см. также ниже). Они тянутся от высохших солевых корок в юго-западном направлении, хорошо видны над морской акваторией и говорят о сильном северо-восточном ветре. Этот снимок указывает также на источник воды для столь обширного затопления юго-западного побережья. В южной части акватории Большого Арала просвечивает дно моря на площади 2300 км². Возможно, водные массы из этой части моря были перемещены ветром в юго-западном направлении и покрыли широкую полосу суши.

Другая ситуация наблюдалась две недели спустя, 1 мая 2003 г. (рис. 10б). Нагон закончился, юго-западное побережье, прежде затопленное, почти полностью освободилось от воды и снова стало сушей. Донные отложения в центре южной части Большого Арала не просматриваются, скрыты под водой. Береговая линия на восточном побережье Большого Арала переместилась в сторону суши на 5-12 км. Таким образом, наблюдается новый нагон в противоположном северо-восточном направлении, и зона затопления восточного побережья Большого Арала занимает полосу до 12 км шириной, протягивающуюся на 160 км, покрывая площадь 1100 км².

Апвеллинг и мезомасштабная циркуляция

Явление подъема холодной воды из подповерхностных слоев к поверхности (апвеллинг) под действием ветра в Большом море, когда температура воды у берега может понизиться даже на 10-13°C за сутки, хорошо известно (Косарев, 1975; Бортник, Чистяева, 1990). Однако пространственный масштаб этого явления и связанные с ним элементы мезомасштабной динамики вод до недавнего времени известны не были.

Анализ изображений видимого и ИК-диапазонов спектра со спутников Terra, Aqua и NOAA (доклад Станичного С. В. в Институте океанологии РАН в Москве в 2005 г.; Скляров, 2008) показал, что апвеллинг проявляется у восточного побережья западной части Арала как в период весеннего прогрева (апрель-май) (рис. 11а), так и осенью (рис. 11б и 11в). Полоса холодных вод апвеллинга шириной несколько километров охватывает практически все побережье, причем на мористой границе этой полосы (фронте апвеллинга) формируются циклонические вихри и

структуры, напоминающие типичные для океанов и морей поперечные струи апвеллинга (Федоров, Гинзбург, 1988) с циклоническим вихрем на конце (диаметр вихрей – 5-10 км). Вихреобразование на фронте апвеллинга связано, по-видимому, с локальными особенностями орографии или донной топографии (Скляр, 2008). В пользу этого предположения свидетельствует, как нам представляется, примерно одинаковое расположение фронтальных элементов циклонической завихренности на изображениях разных сезонов (рис. 11а и 11б). Сравнение же рис. 11б и 11в показывает, что структура зоны апвеллинга может заметно меняться на временных масштабах в один день.

Интересно отметить, что в условно-естественный период (до фактического разделения Большого Арала на западную и восточную части, когда восточного побережья западной части Арала не существовало вообще), апвеллинг наблюдался в летнее время часто на западном побережье Аральского моря (Косарев, 1975; Бортник, Чистяева, 1990), что предполагало его обусловленность южными или западными ветрами. На приведенных на рис. 11 изображениях он явно связан с ветрами с севера или востока. Анализ карт приземного ветра над Азией подтвердил преобладание северо-восточных ветров в районе Арала в конце сентября-начале октября 2005 г.

Минимальные температуры в зонах апвеллинга на рис. 11а, 11б и 11в составляли 10,5, 11,5 и 12,5°C соответственно, а разность этих температур с температурами вод вне зон апвеллинга – соответственно 8, 6,5 и 5,5°C (шкала температур здесь не приведена из-за сложности передачи температурных градиентов в черно-белом варианте изображений). Понижение температур около 2°C относительно окружающих вод у восточного побережья восточной части Большого Арала на рис. 11б и 11в могло быть вызвано совместным эффектом осеннего выхода ледяной и снежной массы.

Анализ спутниковых изображений MODIS/Terra показывает, что циклонические вихри с диаметром 6-10 км наблюдаются в западной части Большого Арала (рис. 12). Струи и вихри такого же масштаба различаются также на изображениях Малого моря.

Рис. 11в обнаруживает также мористее зоны апвеллинга примерно на 45° с.ш. циклонический вихрь с диаметром около 19 км, соизмеримым с локальной шириной западной части Большого моря. Заметим, что циклонический вихрь с горизонтальным масштабом порядка 30 км с центром на 44,8° с.ш. хорошо различим в поле поверхностной скорости воды, полученном обработкой пары спутниковых изображений за 9 и 10 ноября 2002 г. с помощью метода MCC (the Maximum Cross-Correlation technique) (см. рис. 3.28 в (Zavialov, 2005)). Это вызывает предположение, что циклонические вихри с диаметром 20-30 км являются характерным элементом циркуляции вод в западной части Большого моря в современный период, по крайней мере в осенний сезон.

Как показывают спутниковые изображения, большая часть зарегистрированных вихрей в западной части Большого Арала после ее отделения имеет циклоническую завихренность. Отметим, что крупномасштабная циркуляция в Большом Арале в условно-естественном периоде, до разделения Большого моря на две части, была антициклонической (Косарев, 1975). Интересна с этой точки зрения вихревая структура на юге западной части Большого моря на рис. 12в – диполь с диаметрами циклона и антициклона примерно 10 км на спутниковом изображении 2000 г., когда еще сохранялась протока, соединяющая западную и восточную части Большого Арала.

Очевидно, что вихри различной природы, в том числе, связанные с апвеллингом, обеспечивают горизонтальный водообмен в западной части Большого моря.

Атмосферные процессы

Обсохшая прибрежная полоса северо-восточного и восточного побережий, образовавшаяся в результате усыхания Аральского моря, является источником солей, которые вместе с пылью выносятся ветром на расстояние до 450-500 км от очага зарождения, ускоряя тем самым процесс опустынивания Приаралья (Бортник, Чистяева, 1990; Micklin, 2004). Такие пыле-солевые бури фиксируются на спутниковых изображениях с середины 1970-х годов (Григорьев, Липатов, 1982). Направление выносов пыли и соли в зависимости от направления ветра может быть разным, что иллюстрируется рис. 13, однако преобладающее направление (до 60%) – на юго-запад (Бортник, Чистяева, 1990). Иногда выносы пыли и соли прослеживаются почти до восточного побережья Каспийского моря (см. рис. 13д). Заметим, что направления выноса может существенно меняться на временных масштабах в несколько дней: например, вынос соли с запада на восток на рис. 13б и с юго-востока на северо-запад на рис. 13в 7 и 9 мая 2007 г. соответственно. На рис. 13б отчетливо видно, что причиной пылевой/солевой бури, начавшейся с южных берегов Аральского моря, явилось прохождение интенсивного циклона северо-восточнее моря.

На спутниковом изображении MODIS/Terra 12 марта 2009 г. (рис. 14) обнаружен необычный волновой характер облачности, расходящийся веером над Аралом. Необычность формы облачности – в том, что западные волны облаков в точности повторяют западную линию берега. Механизм столь очевидного влияния берега на образование наблюдаемого облачного узора неясен. По мнению специалистов NASA (<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=37626&src=eoa-iotd>), влияние берега на формирование волн облаков могло быть связано либо со сменой подстилающей поверхности (от суши к гладкой водной поверхности при западном ветре), либо

с резким перепадом высоты для нижних слоев воздушного потока из-за падения уровня Арала (к 2009 г. оно превысило 23 м по сравнению с условно-естественным периодом, табл. 2), либо с обоими этими механизмами. С нашей точки зрения, второй механизм более вероятен. Следует учитывать при этом, что перепад высот для воздушного потока складывается из падения уровня моря (примерно 23 м) и высоты западного берега относительно уровня моря в условно-естественный период. Западный берег моря образован чинком (обрывом) плато Устюрт высотой до 250 м (Лымарев, 1967).

Речной сток в Аральское море

Стоки Амударьи и Сырдарьи, потери которых на орошение определили судьбу Аральского моря, находят некоторое отражение на космических снимках. Объем стока Амударьи сократился с 40 км³ в 1960-х гг. до единиц км³ в 1980-х гг., тем не менее оставшийся единственным рукав Урдабай продолжал выдвигаться в море до 1989 г. Созданная в русле перемычка и строительство плотин для удержания воды в водоемах дельты обусловили прекращение прямого речного стока Амударьи в море. Но в 2000-х годах при переполнении этих водоемов в многоводные годы происходило поступление вод Амударьи в Большое море (рис. 15). Временный сток (поверхностный или подземный) вызывает увлажнение грунта и размывание солевых корок, хорошо заметное на снимках, а также приводит к появлению тростниковой растительности на обсохшем дне – полосы тростника индицируют подземное продолжение стока.

Заметим, что, в отличие от ситуации на рис. 15 (см. также рис. 14 для 13 октября 2005 г. в (Ginzburg et al., 2010)) с переливом вод из водоемов в дельте Амударьи в Арал, при северо-восточном ветре 30 сентября и 1 октября 2005 г. имел место обратный процесс – поступление холодных вод из Арала в искусственные водоемы (см. рис. 11б и 11в). Однако на сегодняшний день данный вопрос водообмена восточной части Арала с водоемами дельты Амударьи представляет только исторический интерес, поскольку продолжавшееся после 2005 г. сокращение площади восточной части Большого Арала привело к значительному смещению южной линии берега моря на север (см. рис. 1г и 13е), и в скором времени этот бассейн перестанет существовать.

Атмосферные осадки над районами водосбора рек

Сток двух рек (Амударьи и Сырдарьи) является основным приходным компонентом водного баланса Аральского моря. Поэтому важно оценить количество атмосферных осадков, выпадающих над районами водосбора этих рек, выявить межгодовую изменчивость

этого количества осадков и сравнить тенденцию этой изменчивости с изменениями уровня Арала. Такое исследование для периода 1979-2001 гг. было выполнено Н. П. Незлиным и др. (Nezlin et al., 2004).

С этой целью использовались две глобальные базы данных по атмосферным осадкам: а) спутниковые данные, производимые в рамках проекта GPCP (the Global Precipitation Climatology Project) на основе измерений установленных на спутниках микроволновых радиометров и инфракрасных датчиков (1979-2001 гг.) и б) данные, основанные на измерениях дождемерами и обработанные в Центре GPCC (the Global Precipitation Climatology Centre) в Германии (1986-2001 гг.). Эти среднемесячные данные были проинтегрированы над районами водосбора Амударьи и Сырдарьи (Nezlin et al., 2004). Изменчивость уровня моря определялась по данным альтиметра спутника Т/Р: для Большого моря использовались измерения в точке пересечения треков 107 и 142, для Малого – в точке пересечения треков 107 и 218 (рис. 4).

На рис. 16 и 17 видна межгодовая изменчивость количества питающих Амударью и Сырдарью осадков с периодом 5-9 лет. Оба типа данных (GPCP и GPCC) демонстрируют заметный отрицательный тренд осадков для водосбора Амударьи (рис. 16) и лишь незначительное их уменьшение (а после 1985 г. – и полное отсутствие такового) для случая Сырдарьи (рис. 17). Тренды на рис. 16 и 17 хорошо согласуются с межгодовой изменчивостью уровней двух разделившихся бассейнов Аральского моря. Это позволяет сделать вывод, что не только антропогенное воздействие, но и региональные климатические изменения (межгодовые изменения осадков в виде дождя и снега над районами водосборов рек) определяют уровни Большого и Малого морей (Nezlin et al., 2004). Заметим, что сезонные изменения атмосферных осадков не влияют на уровень Большого моря. Напротив, уровень Малого моря, имеющего существенно меньший объем, чувствителен к сезонным изменениям атмосферных осадков. Сезонный максимум атмосферных осадков наблюдается зимой-весной, сезонный минимум – летом-осенью, что хорошо согласуется с данными табл. 3.

Нормализованный индекс вегетации (NDVI)

Для измерения состояния растительности на суше со спутников были разработаны несколько индексов вегетации, основанные на комбинированном сигнале в двух или более полосах спектра (Nezlin et al., 2005). Для сельскохозяйственных и экологических задач наиболее широко используется NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Этот индекс основан на общей идее, что пигменты хлорофилла в листьях поглощают солнечную радиацию в видимой части спектра, но отражают и рассеивают ее в ближнем инфракрасном диапазоне. Данные от радиометров AVHRR спутников NOAA в видимом ($VIS=0,55-$

0,68 мкм) и ближнем инфракрасном (NIR=0,73-1,10 мкм) диапазонах, которые охватывают период наблюдений более двух деkad (с 1981 г.), дают возможность оценивания NDVI в глобальном масштабе. NDVI определяется следующим образом: $NDVI = (NIR - VIS) / (VIS + NIR)$. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости NDVI, рассчитанного по измерениям AVHRR (1981-2001 гг.), и его корреляции с синхронными изменениями атмосферных осадков (данные GPCC, 1986-2001 гг.) для Приаралья выполнен в работе (Nezlin et al., 2005).

В этой работе показано, что области высоких значений NDVI в общем соответствуют областям повышенного выпадения осадков. Однако очевидны и некоторые отличия. Например, зона высоких значений NDVI в нижнем течении Амударьи совпадает с зоной чрезвычайно малых осадков (по-видимому, источником воды для растений здесь является сама Амударья). Для обоих параметров (GPCC и NDVI) характерна сезонная изменчивость, с максимумом осадков в марте и максимумом NDVI в мае-июне (рис. 18).

С помощью метода эмпирических ортогональных функций (EOF) и корреляции с задержкой между модами EOF были выявлены районы синхронной сезонной и межгодовой изменчивости NDVI и осадков (Nezlin et al., 2005). Оказалось, что на сезонном масштабе между осадками и NDVI наблюдалась хорошая корреляция в задержкой во времени от 1 до 6 месяцев в разных регионах, с пиком роста растений, следующим за максимумом осадков. Отсутствие корреляции между осадками и NDVI в ряде регионов вокруг Арала служит индикатором отсутствия влаги для растительности и зон опустынивания.

Изменения ландшафтов бывшего дна моря

Последствием усыхания Арала, помимо изменений морфометрических, гидрологических и других параметров, было образование на месте осушенного дна огромной пустыни площадью к настоящему времени почти 5 млн. га (Духовный и др., 2008). Экспедиционные исследования почвенно-ландшафтных изменений осушенной части дна моря в сочетании с дистанционными наблюдениями проводятся учеными Узбекистана и Казахстана (Духовный и др., 2008). Сезонные изменения ландшафтов бывшего дна моря на основе спутниковых изображений исследуются на кафедре картографии и геоинформатики Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Для подобных исследований была составлена карта природно-территориальных комплексов Приаралья на 2002 г. (Кравцова, Мудря, 2004), на которой охарактеризованы террасы трех уровней, сформировавшиеся 1-2 года назад, 5-6 лет и 30-40 лет назад (см. рис. 17в Ginzburg et al., 2010).

Рис. 4. Положения треков спутников Т/Р и J1 (точечные линии), наложенные на спутниковое изображение MODIS для 18 мая 2002 г. (Кouraev et al., 2009). Положения береговой линии (сплошная белая линия) и рек Амударья и Сырдарья соответствуют 1962 г. Кружками отмечены точки на треках спутника Т/Р, использованные для анализа.

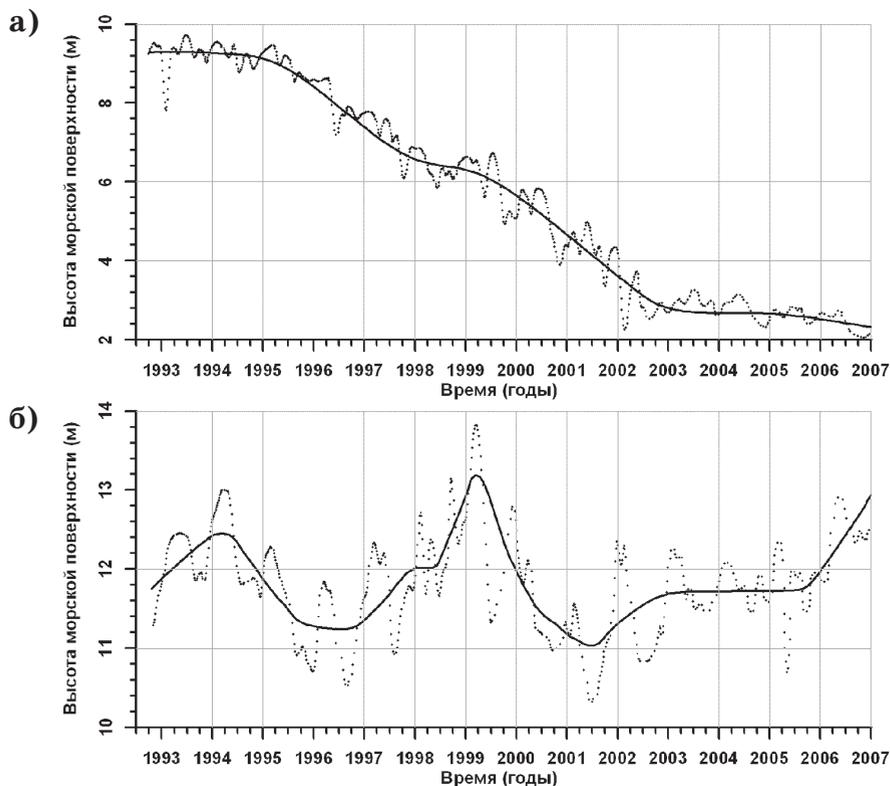
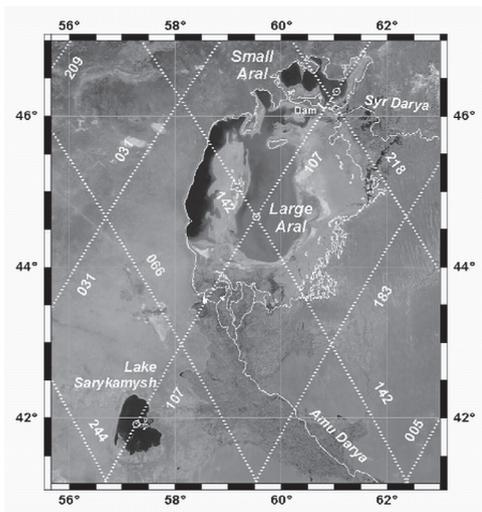


Рис. 5. Изменения высоты морской поверхности (м) в 1992-2006 гг.: Большого моря (а), Малого моря (б) (Кouraev et al., 2009).

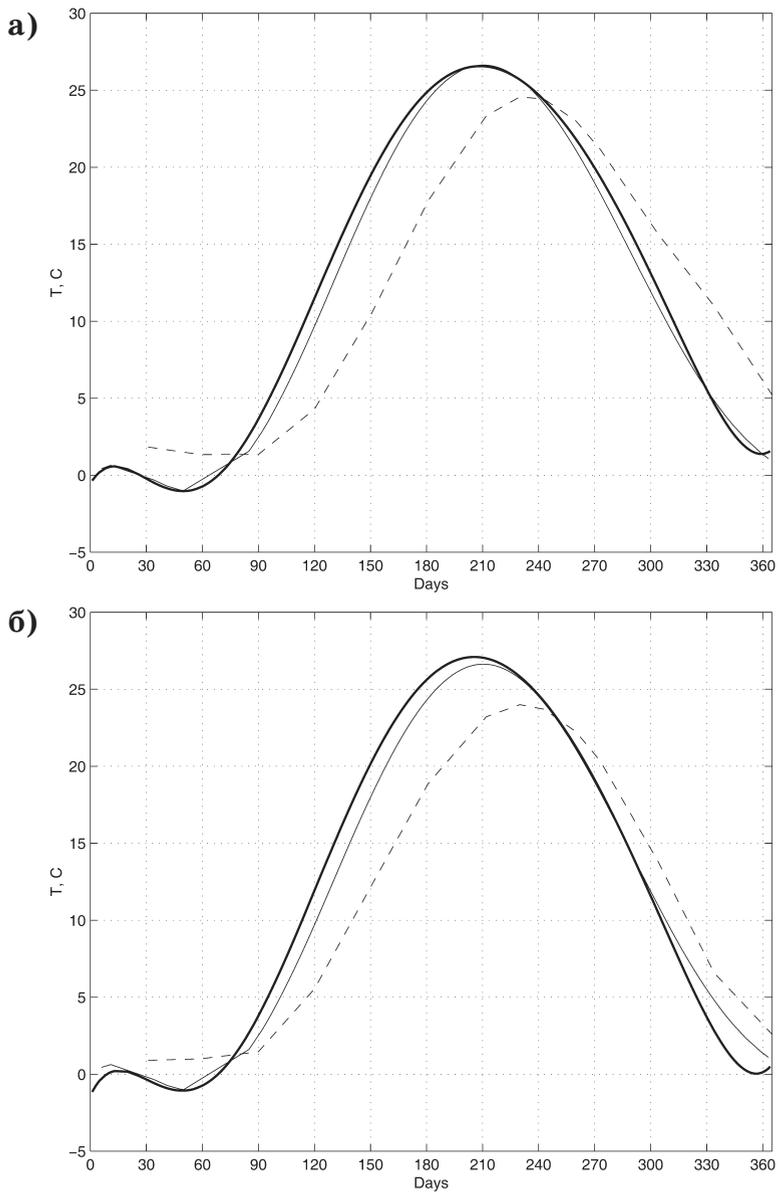


Рис. 6. Сезонные циклы ТПМ Большого моря, осредненные за период 1982-2000 гг.: **(а)** в западной части, **(б)** в восточной части. Толстые (тонкие) сплошные линии соответствуют осреднению за 1994-2000 гг. (1982-1993) гг.; пунктир – сезонные циклы ТПМ в условно-естественный период (Бортник, Чистяева, 1990).

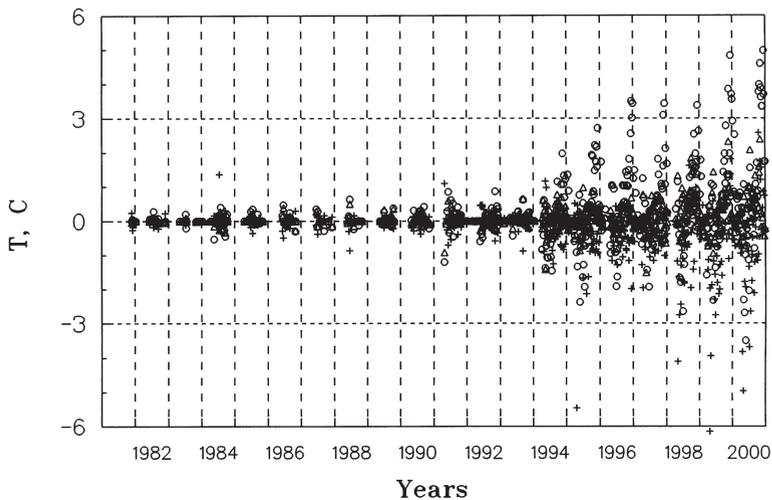


Рис. 7. Отклонения средних за неделю ТПМ Малого моря (кресты), западной части Большого моря (круги) и восточной части Большого моря (треугольники) от ТПМ, осредненной в пределах всего моря (1982-2000 гг.).

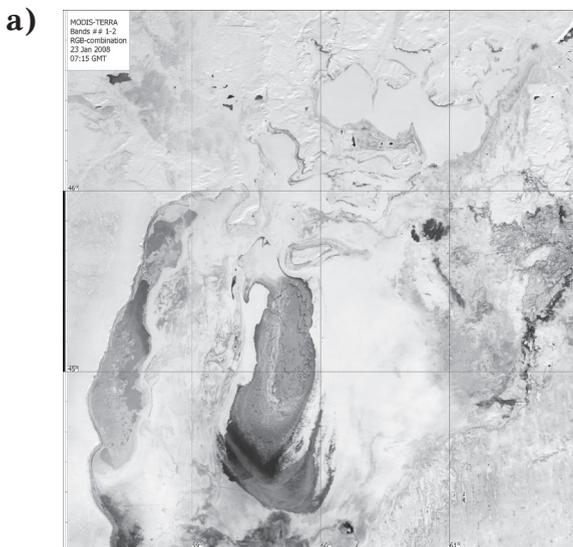


Рис. 8. Лед в Аральском море зимой 2008 г. (спутниковые изображения MODIS/Terra, комбинация каналов 1 и 2): 23 января (а) – Малое море полностью покрыто льдом и снегом, большая часть Большого моря покрыта льдом.

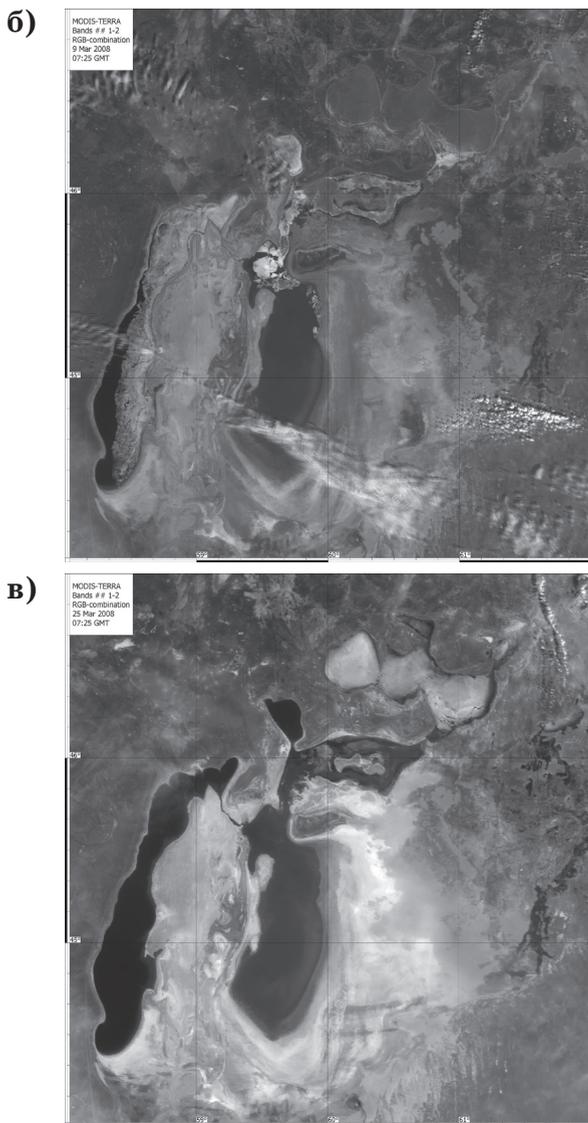


Рис. 8 (продолжение). Лед в Аральском море зимой 2008 г. (спутниковые изображения MODIS/Terra, комбинация каналов 1 и 2): 9 марта **(б)** – Малое море полностью покрыто льдом, большая часть восточной части Большого Арала и западная часть западной части Большого Арала свободны ото льда, снежный покров на суше полностью отсутствует; 25 марта **(в)** – лед присутствует только в Малом море и в северо-восточном заливе Большого моря (изображения предоставлены Д. М. Соловьевым, Морской гидрофизический институт НАНУ, Севастополь).

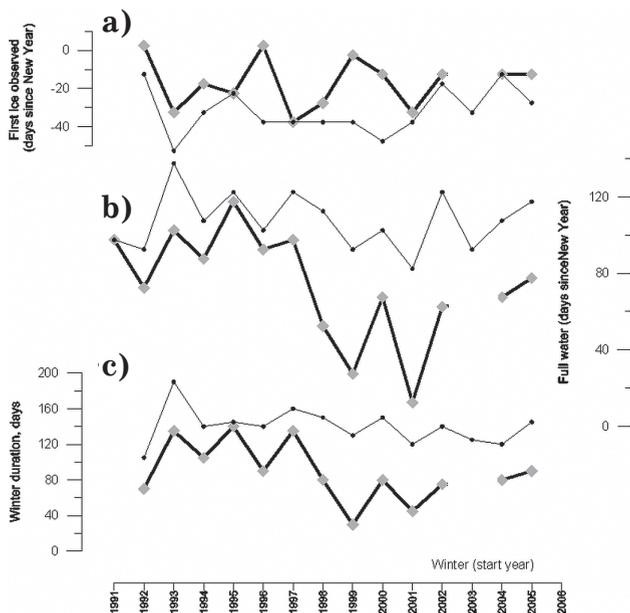


Рис. 9. Межгодовая изменчивость дат первого появления льда (а), разрушения ледяного покрова (б) и продолжительности ледового периода (разности между двумя датами) (с) (Kouraev et al., 2009)

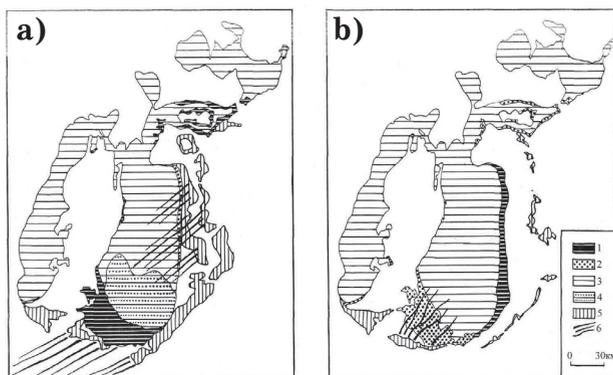


Рис. 10. Сгонно-нагонные явления, выявленные при сравнении изображений MODIS/Terra: 21.10.2002 г. и 16.04.2003 г. (а), 16.04.2003 г. и 01.05.2005 г. (б).

1 – береговая зона, свободная от воды на первую дату и затопленная на вторую (ветровой нагон); 2 – береговая зона, затопленная на первую дату и свободная от воды на вторую (сгон); 3 – водная поверхность; 4 – просматриваемое морское дно; 5 – солевые корки; 6 – пыле-солевые шлейфы.

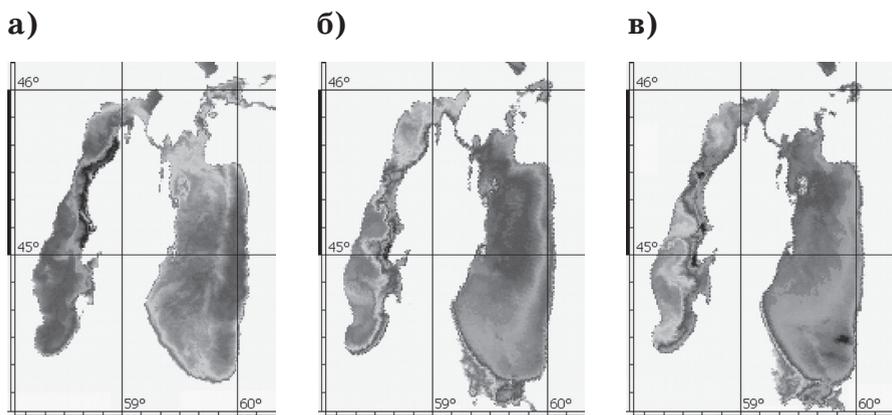


Рис. 11. Инфракрасные изображения со спутников NOAA, демонстрирующие апвеллинг вдоль восточного побережья западной части Большого Арала (темный тон соответствует холодным водам): NOAA-16 для 15 мая 2005 г. (а), NOAA-17 для 30 сентября 2005 г. (б) и NOAA-18 для 1 октября 2005 г. (в) (предоставлены Д.М. Соловьевым, Морской гидрофизический институт, НАНУ, Севастополь).

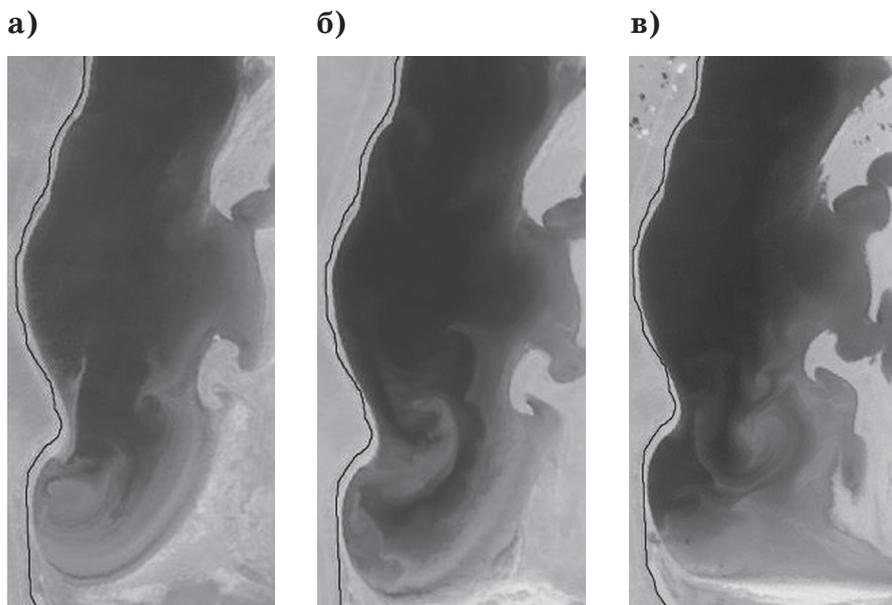


Рис. 12. Вихревые структуры на фрагментах изображений MODIS/Terra: 12 августа 2005 г. (а), 13 августа 2002 г. (б) и 19 августа 2000 г. (в) (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

а)



б)



в)

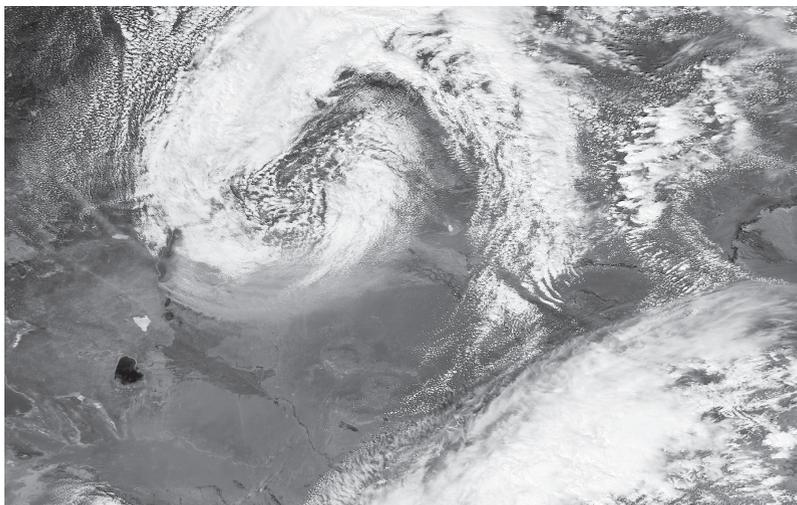
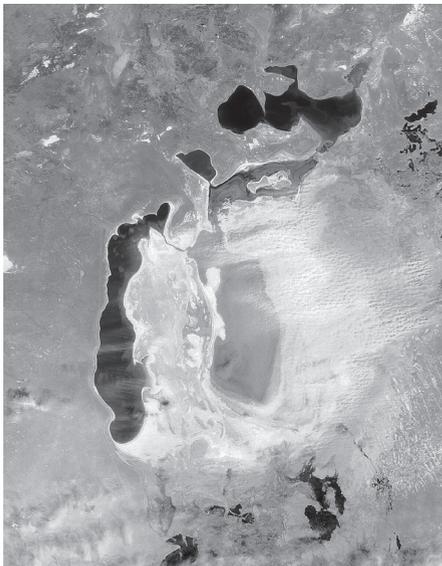
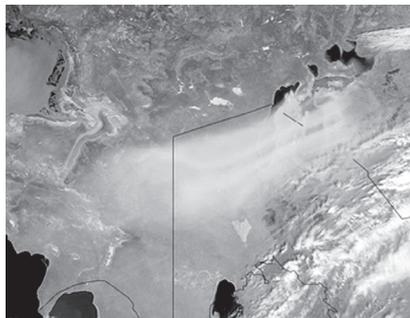


Рис. 13. Пыле-солевые бури над Аральским морем и Приаральем на изображениях MODIS/Terra и MODIS/Aqua для 17 апреля 2003 г. **(а)**, 7 мая 2007 г. **(б)**, 9 мая 2007 г. **(в)** (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

г)



д)



е)



Рис. 13 (продолжение). Пыле-солевые бури над Аральским морем и Приаральем на изображениях MODIS/Terra и MODIS/Aqua для 10 апреля 2008 г. (г), 12 апреля 2009 г. (д) и 3 мая 2009 г. (е). Черная линия на рис. 13е показывает береговую линию моря в 1960 г.; черная линия на рис. 13д - государственные границы между Казахстаном, Узбекистаном и Туркменистаном (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

Рис. 14. Необычный облачный узор на изображении MODIS/Terra 12 марта 2008 г. (<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=37626&src=eoa-iotd>).

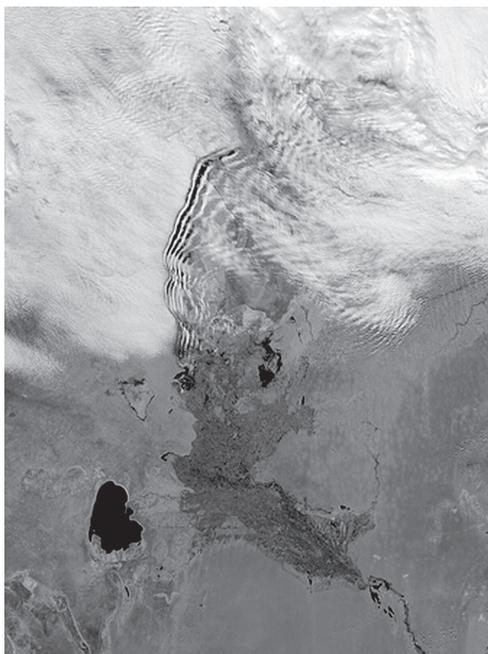


Рис. 15. Сток Амударьи в Аральское море (фрагмент изображения MODIS/Terra: 12 августа 2005 г. (<http://earthobservatory.nasa.gov>)).



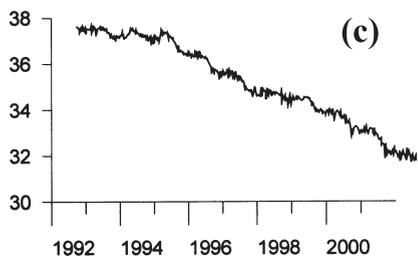
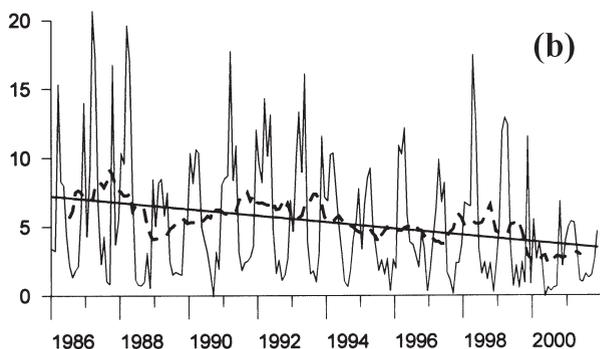
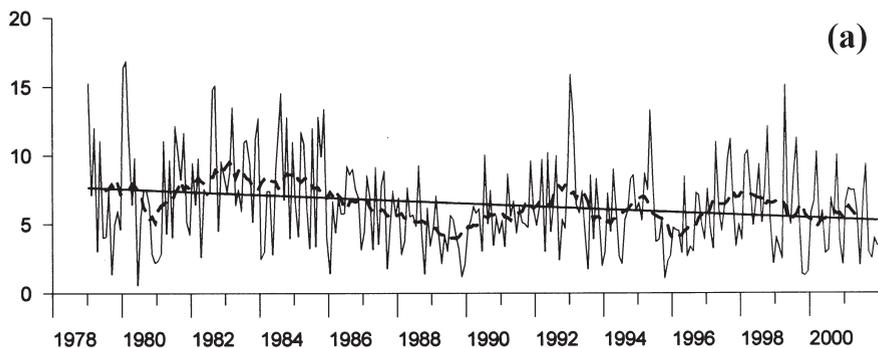


Рис. 16. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков над водосбором Амударьи и уровня Большого Арала: количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по спутниковым (ГРСР) измерениям **(а)**; количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по данным дождемеров (ГРСС) **(б)**; высота Большого моря (м) по альтиметрическим измерениям со спутника (Т/Р) **(с)**. Пунктир – линия, полученная методом скользящего среднего с осреднением за 1 год (13 точек).

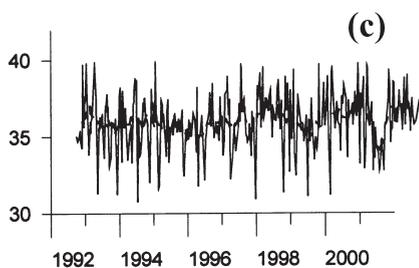
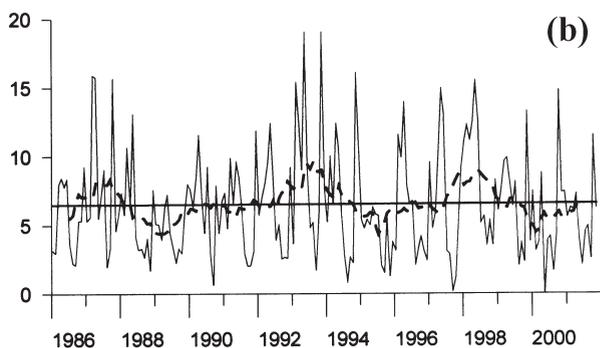
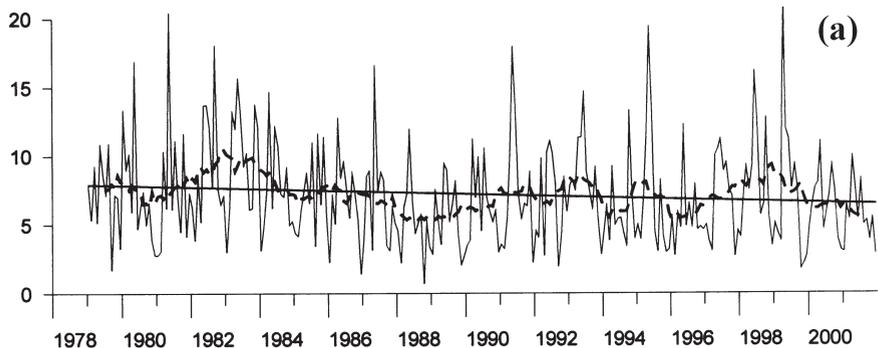


Рис. 17. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков над водосбором Сырдарьи и уровня Малого Арала: количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по спутниковым (GPCP) измерениям (a); количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по данным дождемеров (GPCC) (b); высота Малого моря (м) по альтиметрическим измерениям со спутника (Т/Р) (c). Пунктир – линия, полученная методом скользящего среднего с осреднением за 1 год (13 точек).

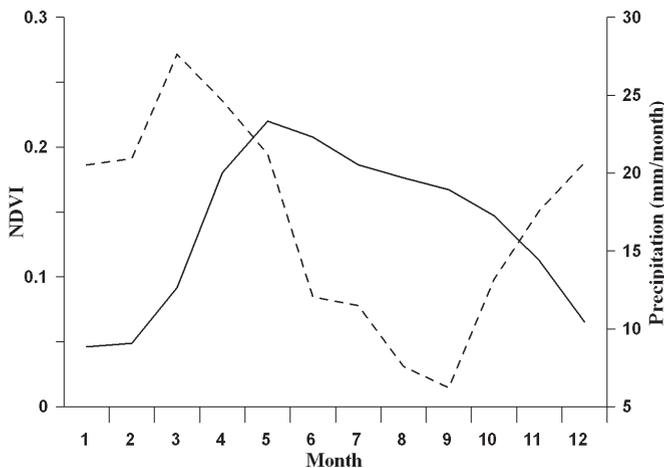


Рис. 18. Климатические сезонные изменения индекса NDVI (сплошная линия, левая Y-ось) и количества осадков (пунктир, правая Y-ось), осредненные в пределах 35-50° с.ш., 55-75° в.д. (Nezlin et al., 2005).

По снимкам, сделанным в апреле, мае, июле и сентябре 2002 г., прослежены сезонные изменения ландшафтов и впервые составлена серия карт сезонных изменений состояния природно-территориальных комплексов (см. рис. 18 в Ginzburg et al., 2010). Эти карты отражают фенологические изменения растительности окружающих пустынь, для которых характерна весенняя и раннелетняя зеленая «волна» растительности и позднелетнее и осеннее выгорание растительного покрова. Карты показывают также асинхронность фенологического развития растительности пустынь и тростниковых зарослей в дельтах рек, возобновляющих вегетацию позже, к лету, и завершающих ее также позже, осенью.

Состояние природно-территориальных комплексов меняется с просыханием грунта после зимне-весеннего увлажнения (Kravtsova, 2006). Режим засоления территории тесно связан с изменением увлажнения. Весной увлажнена широкая 20–30-километровая зона низких террас вокруг моря. По ее краю, благодаря испарению, образуется солевая корка, окаймляющая увлажненную поверхность террас сплошной полосой шириной 2-10 км.

По мере просыхания территории корка высыхает, эродирована ветром, являясь источником солевых бурь, и постепенно разрушается. Через 2-3 месяца она распадается на отдельные фрагменты и окрестные территории покрываются налетом солей. К концу лета ее остатки полностью исчезают. Параллельно с разрушением первой полосы солевой корки (весенней, наиболее мощной), по мере просыхания низких террас, по краю сужающейся увлажненной полосы

образуются новые солевые корки, вначале влажные, а потом высыхающие и испытывающие разрушение дефляционными процессами. Некоторое время существуют одновременно две или даже три полосы солевых корок, каждая из которых находится на разной стадии в цикле формирования по краю увлажненной террасы, высыхания и затем дефляционного разрушения (см. рис. 19).

Таким образом, основные процессы сезонной динамики территории бывшего морского дна связаны с режимом ее увлажнения и засоления, просыханием грунта и образованием, а затем разрушением солевых корок по краю сужающейся увлажненной полосы.

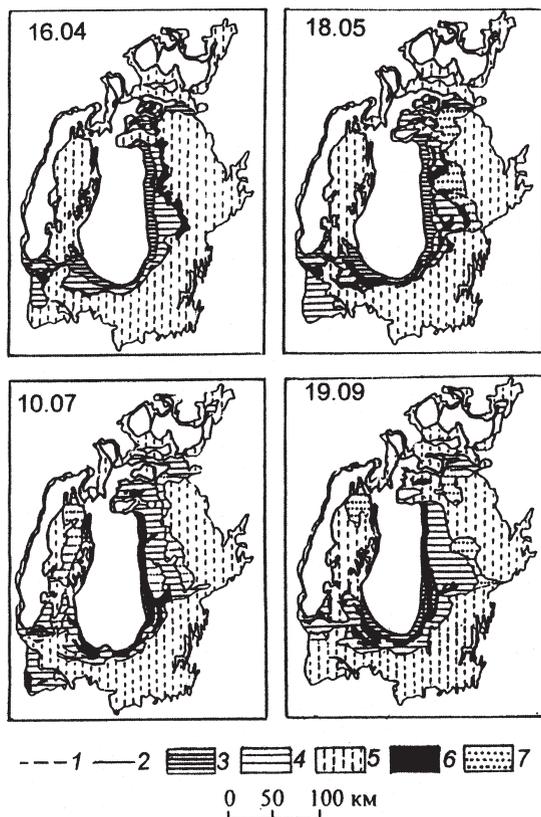


Рис. 19. Сезонные изменения увлажнения и засоления бывшего морского дна в 2002 г.

Береговая линия: 1 – в 1961 г., 2 – в 2002 г. Участки бывшего морского дна: 3 – сильно увлажненные; 4 – увлажненные; 5 – сухие. 6 – солевые корки. 7 – участки выпадения солей в результате разветвления солевых корок.

Заключение

Разнообразная спутниковая информация (изображения видимого и инфракрасного диапазонов спектра, временные ряды ряда параметров, полученные от активных и пассивных датчиков на борту спутника) является необходимым (в отсутствие регулярных измерений *in situ*) и очень эффективным средством мониторинга Аральского моря. Картографирование меняющейся береговой линии моря по спутниковым снимкам показало, что с 1961 по 2008 г. суммарная площадь Арала сократилась с 66400 до 10400 км², т.е. на 84%; при этом площади Большого и Малого Арала сократились примерно на 88 и 44% соответственно. Площади относительно глубоководной западной и мелководной восточной частей Большого Арала с 1989 по 2008 г. сократились на 57 и 89% соответственно, и в 2008 г. площадь восточной части (3200 км²) впервые стала меньше площади западной (4000 км²) (см. табл. 1).

Уровень Большого Арала, по данным спутниковой альтиметрии, с 1992 по 2006 г. упал примерно на 8,8 м. С 2003 г. произошло существенное замедление понижения уровня: за три года (2003-2006 гг.) оно составило примерно 0,5 м, что объясняется, возможно, необычно высоким стоком рек в 2002-2004 гг. (см. (Zavialov, 2009)). Уровень Малого Арала в те же годы (1992-2006 гг.) не изменялся однонаправленно: его изменения в пределах примерно 2 м были связаны в основном с разрушениями и восстановлениями плотины между Малым и Большим Аралом. К 2007 г. уровень Малого Арала даже превысил таковой в 1992 г. примерно на 1 м.

К 2000 г. произошли существенные изменения в температурном режиме Аральского моря по сравнению с условно-естественным периодом. Совпадение тенденций этих изменений (сдвиг весенней и осенней температурных фаз в Большом море на месяц и полмесяца соответственно в сторону их более раннего наступления, более высокая максимальная температура в мелководной восточной части моря относительно «глубоководной» западной, увеличение годового размаха ТПМ) с прогностическими оценками 1950-1980 гг. дает основание полагать, что произошедшие изменения в температурном режиме моря были обусловлены главным образом уменьшением его глубины и теплозапаса. Тем не менее крупномасштабные изменения в температуре воздуха над Средней Азией и физические процессы, связанные с обмелением моря (например, изменившиеся условия вертикального перемешивания в море) могут влиять на скорость изменения ТПМ.

В датах начала/окончания ледового сезона и его продолжительности в Малом море не обнаруживалось заметного тренда в 1992-2006 гг., тогда как продолжительность ледового сезона и особенно дата исчезновения льда в мелководном Большом Арале имели ярко выраженный отрицательный тренд в 1996-2002 гг. и положитель-

ный в 2002-2006 гг. Этот положительный тренд, наблюдавшийся при практически неизменном уровне Большого моря (а, значит, при неизменных солености и температуре замерзания воды), свидетельствует в пользу предположения, высказанного в работах (Kourgaev et al., 2004a; Zavialov, 2005), что изменения в датах начала/окончания ледового сезона и протяженности ледяного покрова определяются скорее климатическими трендами, чем осолонением моря. В пользу данного предположения свидетельствует также аналогичный характер межгодовой изменчивости ледового режима в 1992-2001 гг. в рядом расположенном Каспийском море, где изменения в теплозапасе и солености воды не наблюдались (Kourgaev et al., 2004a). Еще один аргумент в пользу данного предположения – характер изменения зимней (и среднегодовой) температуры воды в 1993-2006 гг. в Черном море: ее увеличение в 1993-2001 гг. и тенденция к уменьшению в 2001-2006 гг. (Гинзбург и др., 2008).

Сопоставление межгодовой изменчивости атмосферных осадков над областями водосбора Амударьи и Сырдарьи с уровнями Большого и Малого Арала соответственно также позволяет заключить, что не только антропогенное воздействие, но и тренды локальных климатических изменений (в частности, уменьшение осадков в виде дождя и снега) определяют уровни Большого и Малого морей (Nezlin et al., 2004). В дальнейшем анализ происходящих в Аральском море изменений уровня, температуры воды и ледового режима следует проводить с учетом атмосферных процессов (температуры воздуха, количества атмосферных осадков, скорости и направления ветра и т.д.).

В 2008-2009 гг., в связи с продолжающимся обмелением Большого Арала, произошло существенное уменьшение водного зеркала восточной части Большого моря. Спутниковое изображение от 2 сентября 2009 г. (рис. 1г, MODIS/Aqua) показывает, что в восточной части Большого моря осталось незначительное по площади и очень мелкое соленое «болото», которое летом 2010 г. может полностью высохнуть. Надо отметить, что те же спутниковые изображения НАСА, но обработанные по другой методике, уже могут показывать, что восточная часть Большого Арала полностью высохла и мы наблюдаем белую соляную корку на обсохшем дне (см. спутниковое изображение на <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=39944&src=eoa-iotd>), что неверно. Таким образом, в 2010 году уже ничто не будет напоминать прежнюю конфигурацию береговой линии Аральского моря 1960-х годов.

Благодарности

Работа выполнена при частичной поддержке программы Ведущих научных школ № НШ-171.2008.5, гранта РФФИ № 07-05-00187 и Программы Президиума РАН № 17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортник В. Н., Чистяева С. П. (ред.). 1990. Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. VII. Аральское море. Л.: Гидрометеиздат, 195 С.
- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А. 2002. Термический режим Аральского моря в современный период (1982-2000 гг.) по спутниковым данным. Исследование Земли из космоса. № 4. С. 62-69.
- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., Лебедев С. А. 2008. Межгодовая изменчивость температуры поверхности и уровня Черного, Мраморного и Эгейского морей (по спутниковым данным). Программа фундаментальных исследований президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология». Итоговая конференция. Тезисы докладов. 27-28 ноября 2008 г. Москва. С. 139-141.
- Григорьев А. А., Липатов В. В. 1982. Динамика и очаг пылевых бурь в Приаралье по наблюдениям из космоса. Известия АН СССР, серия географическая. № 5. С. 93-98.
- Духовный В. А., Навратил П., Рузиев И., Стулина Г., Рощенко Е. (ред.). 2008. Комплексные дистанционные и наземные исследования осушенного дна Аральского моря. Ташкент: НИЦ МКВК. 190 С.
- Завьялов П. О., Гинзбург А. И., Сапожников Ф. В., Абдуллаев У. Р., Амбросимов А. К., Андреев Н. И., Валиджанов Р., Ишниязов Д. П., Колдаев А. А., Кудышкин Т. В., Курбаниязов А. К., Ни А. А., Петров М. А., Строганов О. Ю., Томашевская И. Г., Хан В. М. 2004. Комплексные экспедиционные исследования в западной части Аральского моря в октябре 2003 г. Океанология, т. 44, № 4, с. 632-635.
- Завьялов П. О., Костяной А. Г., Сапожников Ф. В., Щеглов М. А., Хан В. М., Ни А. А., Кудышкин Т. В., Пинхасов Б. И., Ишниязов Д., Петров М. А., Курбаниязов А. К., Абдуллаев У. Р. 2003. Современное гидрофизическое и гидробиологическое состояние западной части Аральского моря. Океанология. Т. 43, № 2. С. 316-319.
- Карта динамики Аральского моря с 1957 по 1989 гг. с прогнозом до 2000 г. 1990. М.: ГУГК СССР.
- Косарев А. Н. 1975. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд. МГУ. 272 С.
- Кравцова В. И., Лурье И. К., Марков Д. В. 2001. Картографирование измененной береговой линии Аральского моря по космическим снимкам. Геодезия и картография. № 4. С. 32-39.
- Кравцова В. И., Лурье И. К., Мудря Т. М. 2002. Космический мониторинг усыхания Арала. Геодезия и картография. № 10. С. 46-52.
- Кравцова В. И., Мудря Т. М. 2004. Сезонные изменения береговой зоны Аральского моря по материалам космической съемки. Вестн. Моск. ун-та, сер. 5 геогр. № 5. С. 46-53.
- Лымарев В. И. 1967. Берега Аральского моря – внутреннего водоема аридной зоны. Л., 252 С.
- Михайлов В. Н., Кравцова В. И., Гуров Ф. Н., Марков Д. В., Грегуар Ф. 2001. Оценка современного состояния Аральского моря. Вестн. Моск. ун-та, сер. 5 геогр. № 6. С. 14-21.
- Самойленко В. С. 1953. О предстоящих изменениях в температурном режиме Аральского моря. Тр. ГОИН, вып. 012. С. 130-142.
- Сигалов В. М. 1986. Динамическое картографирование Аральского моря. Геодезия и картография. № 4. С. 39-42.
- Скляров В. Е. 2008. Апвеллинг в Аральском море. Программа фундаментальных исследований президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология». Итоговая конференция. Тезисы докладов. 27-28 ноября 2008 г. Москва. С. 165-166.
- Федоров К. Н., Гинзбург А. И. 1988. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат. 303 С.

Чуб В. Е. 2000. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал республики Узбекистан. Ташкент: Среднеазиатский научно-исследовательский гидрометеорологический институт им. В.А. Бугаева 252 С.

Aladin N., Crétau J.-F., Plotnikov I. S., Kouraev A. V., Smurov A. O., Cazenave A., Egorov A. N., Papa F. 2005. Modern hydro-biological state of the Small Aral Sea. *Environmetrics*, V. 16, №4. P. 375. DOI: 10.1002/env.709.

Crétau J.-F., Kouraev A. V., Papa F., Bergé-Nguyen V., Cazenave A., Aladin N., Plotnikov I. S. 2005. Water balance of the Big Aral Sea from satellite remote sensing and in situ observations. *Journal of Great Lakes Research*. V. 31, № 4. P. 520-534.

Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A. 2003. Thermal regime of the Aral Sea in the modern period (1982-2000) as revealed by satellite data. *J. Mar. Syst.* V. 43. P. 19-30.

Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A. 2010. Satellite monitoring of the Aral Sea region. In: *The Aral Sea Environment*, (Eds.) A.G. Kostianoy and A.N. Kosarev, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York (in press).

Kostianoy A. G., Zavalov P. O., Lebedev S. A. 2004. What do we know about dead, dying and endangered lakes and seas? - In: J. C. J. Nihoul, P. O. Zavalov, P. P. Micklin (eds.) *Dying and Dead Seas. Climatic Versus Anthropic Causes*. NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences. V. 36. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht/Boston/London. P. 1-48.

Kouraev A. V., Kostianoy A. G., Lebedev S. A. 2009. Aral Sea ice cover and sea level from satellite altimetry and radiometry. *J. Mar. Syst.* V. 76. p. 272-286.

Kouraev A. V., Papa F., Buharizin P. I., Cazenave A., Crétau J.-F., Dozortseva J., Remy F. 2003. Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive satellite microwave data. *Polar Research*. V. 22, № 1. P. 43-50.

Kouraev A. V., Papa F., Mognard N. M., Buharizin P. I., Cazenave A., Crétau J.-F., Dozortseva J., Remy F. 2004a. Sea ice cover in the Caspian and Aral seas from historical and satellite data. *J. Mar. Syst.* V. 47. P. 89-100.

Kouraev A. V., Papa F., Mognard N. M., Buharizin P. I., Cazenave A., Crétau J.-F., Dozortseva J., Remy F. 2004b. Synergy of active and passive satellite microwave data for the study of first-year sea ice in the Caspian and Aral seas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (TGARS)*. V. 42, № 10, P. 2170-2176.

Kravtsova V. I. 2006. Degradation of the Aral Sea and surrounding territories: specific phenomena observed with satellite images. In: «Extreme hydrological events in Aral and Caspian Sea region». The Proceedings of International scientific conference, 19-20 October 2006, Moscow. P. 331-335.

Nezlin N. P., Kostianoy A. G., Lebedev S. A. 2004. Interannual variations of the discharge of Amu Darya and Syr Darya estimated from global atmospheric precipitation. *J. Mar. Syst.* V. 47. P. 67-75.

Nezlin N. P., Kostianoy A. G., Li B.-L. 2005. Inter-annual variability and interaction of remote-sensed vegetation index and atmospheric precipitation in the Aral Sea region. *J. Arid Environments*. V. 62. P. 677-700.

Medvedev P. P., Lebedev S. A., Tyupkin Y. S. 1997. An integrated data base of altimetric satellite for Fundamental geosciences research. In: *Proc. First East-European Symp. Advances in Data Bases and Information Systems (ADBS'97)* St.-Petersburg, Russia, September 2-5, 1997. St.-Petersburg, St.-Petersburg University, 2, P. 95

Medvedev P. P., Tyupkin Y. S. 2005. *IST4Balt News Journal* 1. P. 39

Micklin P. P. 2004. The Aral Sea crisis. In: J. C. J. Nihoul, P. O. Zavalov, P. P. Micklin (eds.) *Dying and Dead Seas. Climatic Versus Anthropic Causes*. NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences. V. 36. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht/Boston/London. P. 99-123.

Peneva E. L., Stanev E. V., Stanychni S. V., Salokhiddinov A., Stulina G. 2004. The recent evolution of the Aral sea level and water properties: Analysis of satellite, gauge and hydro-meteorological data. *J. Mar. Syst.* V. 47. Degradation of the Aral Sea and surrounding territories: specific phenomena observed with satellite images. № 1-4. P. 11-24.

Ressl R., Micklin P. 2004. Morphological changes in the Aral Sea: satellite imagery and water balance model. In: Nihoul J. C. J., Zavialov P.O., and Micklin P. P. (eds.) Dying and Dead Seas. NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences. V. 36. The Netherlands, Kluwer Academic Publishers. P. 77-89.

Small E. E., Giorgi F., Sloan L. C., Hostetler S. 2001. The effects of desiccation and climate change on the hydrology of the Aral Sea. *J. Climate*. V. 14. P. 300-322.

Stanev E. V., Peneva E. L., Mercier F. 2004. Temporal and spatial patterns of sea level in inland basins: Recent events in the Aral Sea. *Geophysical Research Letters*. V. 31. L15505. doi: 10.1029/2004GL020478.

Stanichny S., Djenidi S., Stanichnaya R., Soloviev D. 2005. Satellite monitoring of the Aral Sea. *Geophysical Research Abstracts*. V. 7. SRef-ID:1607-7962/gra/EGU05-A-01163s.

Zavialov P. 2005. *Physical Oceanography of the Dying Aral Sea*. - Springer-Praxis Publishing. Chichester. UK. 146 P.

Zavialov P. O. 2010. Physical oceanography of the Large Aral Sea. In: *The Aral Sea Environment*, (Eds.) A. G. Kostianoy and A. N. Kosarev, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York (*in press*).

Zavialov P. O., Kostianoy A. G., Emelianov S. V., Ni A. A., Ishniyazov D., Khan V. M., Kudyshkin T. V. 2003. Hydrographic survey in the dying Aral Sea. *Geophys. Res. Lett.* V. 30, № 13: 2-1 doi: 10.1029/2003GL017427.

РАЙОНИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ПО ПРИРОДНЫМ УСЛОВИЯМ ЖИЗНИ НАСЕЛЕНИЯ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ И СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

В. В. Виноградова¹⁾, М. Д. Ананичева²⁾

Россия, 109017 Москва, Старомонетный пер., д. 29, Институт географии РАН, ¹⁾vvvino@rol.ru, ²⁾maria_anan@rambler.ru

Реферат. Развитие методики, использованной при построении карты «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения», применительно к арктическим горным районам позволило более точно установить неблагоприятные природные области для жизнедеятельности населения. Это было сделано для такого крупного масштаба впервые (примерно от $1^\circ \times 1^\circ$ до $0,2^\circ \times 0,2^\circ$).

Предлагаемое районирование осуществляется в два этапа. На первом этапе выполняются определение факторов природной дискомфортности, разделение их на зональные и азональные, подбор независимых показателей для каждого фактора и построение карт для каждого показателя в абсолютных единицах. На следующем этапе выполняются задание градаций показателей для перевода их в относительные единицы (баллы), вычисление интегрального показателя дискомфортности (ИПД) на основе осреднения балльных оценок выбранных факторов в узлах заданной градусной сети, определение градаций ИПД, соответствующих различным зонам дискомфортности, и построение интегральной карты природной дискомфортности.

Установлено, что для горных территорий Арктической зоны ухудшение условий жизнедеятельности населения связано, в основном, с воздействием азональных факторов, а именно, высоты местности над уровнем моря, лавинной и селевой опасности и ледниками. Показано, что ухудшение условий жизни людей в арктическом высокогорье может вызываться по преимуществу азональными факторами, а именно высотой, лавинами, оползнями, а также ледниковой активностью. Потепление климата, начавшееся в XX (период 1991-2000 гг.) и продолжающееся в XXI веке (модель для периода 2041-2050 гг.), приведет к улучшению природных условий жизнедеятельности человека, как в целом для Российской Арктики, так и для субарктических горных областей. Необходимо отметить, что в горах улучшение природных условий жизнедеятельности населения будет происходить медленнее, чем на равнине.

Ключевые слова. Районирование, зональные факторы, азональные факторы, показатели дискомфортности, Арктика, горные районы, Урал, Северо-восточная Сибирь, Хибины, прогноз, природные условия жизни населения.

ARCTIC MOUNTAIN REGIONS ZONING ACCORDING TO HUMAN LIFE NATURE CONDITIONS IN EUROPEAN PART AND NORTH-EAST OF RUSSIA

V. V. Vinogradova¹⁾, M. D. Ananicheva²⁾

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 29, Staromonetnyi per.,
109017 Moscow, Russia, ¹⁾vvvino@rol.ru, ²⁾maria_anan@rambler.ru

Abstract. The paper presents the development of «Zoning of the Russian Federation Territory by Environment Conditions for Human Life» methodology for mountain regions in European and Asian Russia. This allowed more precise identification of unfavorable areas for human life. For this purpose the denser grid, roughly from $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ to $0,2^{\circ} \times 0,2^{\circ}$ resolution, was used.

The proposed zoning of the territory is accomplished in two stages. The first stage consists of identification of natural discomfort factors, separation of zonal factors from azonal ones, selecting independent parameters for each factor, and map compilation for each parameter using absolute units. The second stage consist of assigning grades for each parameter for transferring absolute values into relative units, calculating the integrated index of discomfort through averaging the point values of factors selected over spatial grid, adoption of grades for the integrated discomfort index characterizing various zones of discomfort, and constructing an integrated map of discomfort, caused by natural conditions.

It was shown that worsening of the life conditions for humans in Arctic mountain regions may be mainly caused by azonal factors, namely, elevation, avalanche and mudflow danger, as well as glacier activity. In general, the analysis of changes in the environmental and climatic conditions for human life in the mountain Arctic zone in the end of the 20th century (1991-2000) and in the middle of the 21st century (model period - 2041-2050) vs. the mid of the 20th century showed that climate warming will lead to softening the nature conditions of human life in Russian Arctic as a whole and in mountain regions in particular. However, the changes will be slower in mountain regions than in plains.

Keywords. Zoning, zonal factors, azonal factors, indicators of discomfort, Arctic, mountain regions, The Urals, Northeastern Siberia, Khibiny Mountains, projection, nature condition for people.

Введение

Климатические условия в значительной степени определяют среду жизни человека в различных регионах России и возможность их хозяйственного освоения. На большей части российской терри-

тории (в основном, на севере и востоке) суровость климата оказывает существенное влияние на жизнь людей и их экономическую деятельность.

Представление о степени неблагоприятного воздействия природно-климатических условий на человека дает построенная одним из авторов карта «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения» (Национальный атлас России, 2007; Виноградова и др., 2008) (рис. 1), развивающая подходы, предложенные в работе (Золотокрылин и др., 1992). Карта, составленная на основе районирования, отражает состояние природной среды России, оказывающей неблагоприятное или благоприятное воздействие на здоровье, проживание и трудовую деятельность населения. Критерием районирования территории стала степень проявления основных природных факторов – холода, тепла, увлажнения, высоты местности, стихийных явлений (гидрометеорологических, сейсмических, геокриологических). Используются восемь зональных факторов с одиннадцатью показателями, а также три азональных фактора с семью показателями. Вес каждого показателя принимается одинаковым. Природные условия жизни населения характеризуются интегральной оценкой – в форме баллов. Заданные градации баллов отражают изменение степени неблагоприятности или благоприятности природных условий для жизни.

В настоящей работе предлагается развитие данной методики районирования применительно к горным территориям Арктической зоны России. В частности, в число азональных факторов были включены геокриологические опасности, такие, как лавины и сели, а также влияние ледников. Для этих горных районов была использована более густая сеть точек, в соответствии с тем, что природные условия в горах меняются интенсивней, чем на равнинах – ориентировочно в масштабе от 1° до $0,2^\circ$ географических координат. Поэтому настоящая работа отличается от упомянутых выше принципиально большей детальностью, позволяющей лучше учесть азональные факторы. Территория исследования в Европейской части ограничена Хибинами ($67,5-68,5^\circ$ с.ш. и $32^\circ-36^\circ$ в.д.) и Полярным Уралом ($65-70^\circ$ с.ш. и $57^\circ-68^\circ$ в.д.), а для северо-востока России – $59-72^\circ$ с.ш. и $126-156^\circ$ в.д.

Природное районирование горных территорий Арктической зоны может быть основанием для социально-экономического и медико-биологического районирования. Это позволит оценить различия в социальных, экономических и медико-биологических условиях жизни людей на дискомфортных территориях. Данное районирование может быть использовано для изучения проблем адаптации человека к неблагоприятным условиям природной среды.

Основные принципы и методика районирования по природным факторам дискомфортности

Предлагаемое районирование состоит из следующих этапов: определение факторов природной дискомфортности, разделение их на зональные и азональные, подбор независимых показателей для каждого фактора и построение карт для каждого показателя в абсолютных единицах. Далее – задание градаций показателей для перевода их в относительные единицы (баллы). Следующий этап – вычисление интегрального показателя дискомфортности (ИПД) на основе осреднения баллов выбранных факторов в узлах заданной градусной сети, определение градаций ИПД, соответствующих различным зонам дискомфортности и построение интегральной карты природной дискомфортности.

Данная методика предполагает получение относительной количественной оценки природной дискомфортности (в форме баллов) жизнедеятельности населения. Ее оценка осуществлялась по зональным и азональным факторам (Виноградова и др., 2008). Каждый фактор характеризуется одним или несколькими независимыми показателями.

В случае горных территорий к зональным факторам были отнесены: астрономический, фактор холода, мерзлотный, тепловой, увлажнения, ветровой, а среди азональных факторов, к которым относятся горный, – заболоченность и стихийные явления, последний был дополнен геоэкологическими опасностями.

В целом, для горных территорий было использовано восемь зональных факторов с 11 показателями, а также три азональных фактора с десятью показателями, в сумме – 11 факторов и 18 показателей.

Показатели зональных факторов:

1. Астрономический (широтный) фактор. Показатель – *долгота дня*. Отражает специфические условия северных территорий: полярную ночь (день) или короткий (длинный) световой день зимой (летом).

2. Радиационный фактор. Показатель – *ультрафиолетовая недостаточность* (в месяцах) отражает дефицит биологически активной ультрафиолетовой радиации Солнца (УФ), приводящий к развитию патологических реакций человека, например, развитие рахита. На территории России выделяется обширная зона УФ-недостаточности, лежащая севернее 58° с.ш. (Белинский, 1972). На юге этой зоны она отмечается в течение 3 месяцев (с середины ноября до середины февраля), увеличиваясь до 6-7 месяцев за северным полярным кругом.

Показатель – УФ-избыточность (в месяцах) отмечается на юге территории России, в горах. УФ-радиация в полуденные часы летом по сравнению с равниной на той же широте возрастает на высотах 1000, 1500, 2000 и 2500 м соответственно в 1,3; 1,4; 1,6 и 1,7 раза. Еще сильнее возрастают с высотой месячные суммы УФ-радиации. Так, на высоте выше 2500 м УФ-радиация увеличивается зимой в 7 раз, а летом в 2 раза (Белинский и др., 1968).

3. Фактор холода. *Показатель – сумма отрицательных температур воздуха, °С.* Исходный материал – карта суммы отрицательных температур воздуха масштаба 1:20000000 из Атласа снежно-ледовых ресурсов (Атлас..., 1997).

Показатель – продолжительность периода с температурой воздуха ниже –30°С в днях.

Показатель – продолжительность отопительного периода в днях.

4. Фактор многолетней мерзлоты. *Показатель – мощность сезонно-талого слоя в метрах.* Исходный материал – карта мощности сезонно-талого слоя (СТС), масштаба 1:8 000 000, разработанная В.П. Нечаевым (Институт географии РАН). В ней обобщены практически все имеющиеся фактические сведения о мощности СТС, изложенные в наиболее полной сводке по геокриологии нашей страны (Геокриология СССР, 1989). Привлечены также материалы и из других тематических и региональных работ по мерзлотоведению.

5. Тепловой фактор. *Показатель – сумма температур за период с устойчивыми температурами выше 10°С.* Исходный материал – карта суммы температур воздуха за период с устойчивой среднесуточной температурой выше 10°С масштаба 1:12 500 000 из «Климатического атласа СССР» (Климатический атлас..., 1960).

Показатель – продолжительность безморозного периода в днях.

6. Фактор увлажненности. *Показатель – вегетационный индекс* в долях единицы. Вегетационный индекс (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) применяется в качестве индикатора увлажнения равнинной территории. В работе используется месячный NDVI за летний период (июнь-август) 1982-2001 гг. с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ (ДААС) (Школьник и др., 2005). Градации вегетационного индекса подобраны таким образом, что они являются универсальными как для зон с избытком тепла и недостатком влаги, так и наоборот.

7. Ветровой фактор. *Показатель – индекс влажного ветрового охлаждения Хилла в мкал/см²с.* Материалы – электронная карта индекса влажного ветрового охлаждения Хилла, ее новый среднemasштабный вариант на основе (Золотокрылин и др., 1992). Нами был использован показатель климатической дискомфортности, т.е. совместного действия температуры, влажности воздуха, скорости ветра. Влажное ветровое охлаждение (Hw) вычисляется по формуле (Gregorczyk, 1970):

$$H_w = H_d + (0,085 + 0,102v^{0,3}) (61,1 - e)^{0,75},$$

$$\text{где } H_d = (0,13 + 0,47v^{0,5})(36,6 - T)$$

H_d – сухое охлаждение в мкал/см²с, T – среднемесячная температура воздуха, °С, e – упругость водяного пара в гПа, v – скорость ветра в м/сек.

8. Фактор изменчивости атмосферного давления. Показатель – среднеквадратическое отклонение суточных величин давления.

Показатели аazonальных факторов:

1. Горный фактор. Показатель – абсолютная высота местности в метрах. (Здесь и далее см. таблицу 2 в (Виноградова и др., 2008).

2. Фактор заболоченности. Показатель – степень заболоченности территории, %. Показатель отражен на электронной среднемасштабной карте площади болот России (Золотокрылин и др., 2002). Материалы для оценки заболоченности (в % от площади территории, 1° × 1°) подготовлены И.П. Ананьевым (Институт географии РАН). Площади болот вычислены по контурам на карте «Леса СССР» (Карта «Леса СССР», 1990) и уточнены по (Болота Западной Сибири..., 1976; Доманитский и др., 1971; Основные гидрологические характеристики, 1966).

3. Фактор стихийных явлений (сейсмичность). Показатель – интенсивность землетрясений в баллах. Исходный материал: Электронная среднемасштабная карта сейсмического районирования территории России (Природные опасности России, 2000). На карте выделены шесть зон интенсивности землетрясений от 5 до 10 баллов. В каждой зоне существует 10% вероятность превышения (или 90% вероятность не превышения) землетрясений заданной интенсивности в течение 50 лет. Градация зоны землетрясений в 10 баллов считается показателем дискомфортности в шесть баллов, а градация зоны землетрясений пять баллов – таковым в один балл.

Показатель – наводнения (затопление). Исходный материал – электронная среднемасштабная карта районирования территории России по опасности развития наводнений (Природные опасности России, 2001).

Показатель – лавинная опасность. Исходный материал – карты степени лавинной активности для Полярного Урала и Хибин масштаба 1:3 000 000 и 1:1 500 000, соответственно из Атласа снежно-ледовых ресурсов (Атлас..., 1997). Высокая степень лавинной опасности с повторяемостью лавин более 10 с одного лавиносбора за 10 лет, считается показателем дискомфортности в 6 баллов, средняя степень лавинной опасности (от 1 до 10) соответствует показателю в 5 баллов, а низкая степень лавинной опасности (менее 1) – показателем дискомфортности в 4 балла.

Показатель – опасность селей. Исходный материал – карта селевые явления для территории бывшего СССР масштаба 1:20 000 000 (Атлас..., 1997). Высокая степень селевой активности считается показателем дискомфорта в 6 баллов, средняя степень селевой активности соответствует показателю дискомфорта в 5 баллов, а низкая селевой активности – показателю дискомфорта в 4 балла.

Показатель – наличие ледников. Исходный материал – карты морфологических типов ледников для Полярного Урала, Хибин масштаба 1:20 000 000 и карты хребта Черского 1:1 500 000, хребта Сунтар-Хаята 1:1 600 000, карта лавинной опасности для Восточной Сибири 1:10 000 000.

Наличие ледника в заданном квадрате градусной сетки соответствовало показателю дискомфорта в 6 баллов.

Показатели других стихийных бедствий (смерчи, сильные метели) учитывались косвенно через ветровой фактор. Исключение представляли тайфуны, которые не наблюдаются на рассматриваемой территории и, поэтому, не рассматриваются.

Для всей территории России были определены семь зон дискомфорта (комфортности). Согласно (Золотокрылин и др., 1992) было принято, что условия жизни в средней полосе Европейской России (Московская и прилегающие к ней области) соответствуют 5 баллам комфорта. В частности, ИПД в Подмосковье и в ячейке на севере с самым высоким ИПД была разделена на 5 равных градаций. Им соответствовали:

- I абсолютно неблагоприятная (дискомфортная) зона, в которой исключено длительное проживание пришлого населения;
- II очень неблагоприятная зона, где длительное проживание пришлого населения приводит к ущербу их здоровью, не восстанавливаемого адаптацией;
- III неблагоприятная область, где возможна адаптация пришлого из южных районов населения, но здесь требуются значительные дополнительные вложения для поддержания нормальной жизни;
- IV условно неблагоприятная, в которой вероятность природных стрессов большая и необходимы дополнительные вложения в поддержание нормальной жизни,
- V условно благоприятная, это средняя полоса России с умеренными природными стрессами.

Те же градации ИПД применялись и для мелких ячеек в горах.

Первый этап построения крупномасштабных карт в горах – построение электронных карт показателей в абсолютных единицах и

в баллах. На картах наивысший балл (6) указывает на абсолютно (чрезвычайно) неблагоприятное влияние оцениваемого показателя на жизнедеятельность населения. Наименьший (1 балл), устанавливается для характеристики благоприятного влияния. Оценки 2, 3, 4, 5 характеризуют, соответственно, условно благоприятное, условно неблагоприятное, неблагоприятное и очень неблагоприятное влияние. Отсутствие какого-либо элемента дискомфорта обозначается нулем.

Таблица

Балльная оценка интегральной оценки природной дискомфорта

Номер п.п.	Зоны природной дискомфорта	Баллы
I	Абсолютно неблагоприятная	более 5,5
II	Очень неблагоприятная	4,9-5,5
III	Неблагоприятная	4,5-4,9
IV	Условно неблагоприятная	3,6-4,5
V	Условно благоприятная	3,3-3,6
VI	Благоприятная	2,0-3,3
VII	Наиболее благоприятная	менее 2,0

Для получения интегральной оценки природной дискомфорта в баллах в каждой точке градусной сетки вычисляется средний балл показателей зональных факторов (СБЗП) с последующей поправкой на суммы баллов показателей азональных факторов (СБАП) и их суммировании. При этом вес каждого показателя принимается одинаковым. СБЗП вычисляется по формуле:

$$\text{СБЗП} = \{(A + B + C + D + E + F + G + H + J + K) / N\} \text{ (баллы)},$$

где N – число учитываемых факторов дискомфорта в данной точке, A, B, C, D, E, F и т.д., соответственно, показатели факторов ультрафиолетовой недостаточности (избыточности), холода, мерзлотного, теплового, увлажненности, ветрового факторов.

Затем вычисляется СБАП для каждой точки. Эта оценка необходима для корректировки СБЗП с помощью показателей азональных факторов. СБАП вычисляется в каждой точке градусной сетки. Вес слагаемых СБАП принимается одинаковым, СБАП вычисляется таким образом:

$$\text{СБАП} = (Aa + Ba + Ca + Da + Ga + Ha + Ja) \text{ (баллы)},$$

где Аа; Ва; Са; Да; Га; На; Жа – соответственно, показатели азональных факторов: горного, заболоченности, сейсмичности, наводнений, лавинной опасности, селевой опасности, ледников.

Оценка СБАП считается незначимой и далее не учитывается в интегральной оценке, если СБАП менее 8 баллов. Но если какой-нибудь из этих показателей равняется 6 баллам, то к СБЗП прибавляется один балл.

Если СБАП варьирует в диапазоне от 8 до 16 баллов, то к СБЗП прибавляется 0,5 балла. Если какой-нибудь из показателей равняется 6 баллам и если СБАП превышает 16 баллов, то к СБЗП прибавляется один балл.

Для горных территорий не были изменены пороговые значения СБЗП, т.к. из-за отсутствия на данной территории тайфунов и цунами общее количество показателей не изменилось.

Последний этап – вычисление интегральной оценки природной дискомфортности в баллах (ИПД) в каждой точке градусной сетки:

$$\text{ИПД} = \text{СБЗП} + \text{СБАП (баллы)}.$$

Карты интегральной оценки (ИПД) в баллах для Хибин и Полярного Урала представлены на рис. 1-3.

На основании сопоставлений формальной равномерной шкалы интегральных балльных оценок с картами природной зональности, орографии и иных физико-географических характеристик установлена нелинейная шкала, адекватно отражающая пороговые изменения природно-климатических условий и их влияние на условия проживания и хозяйственной деятельности населения. Границы диапазонов нелинейной шкалы соответствуют следующим грациям интегральной оценки (ИПД), (табл.).

В пределах каждой из зон на карте ИПД могут быть выделены районы, отличающиеся одним ведущим, что позволят провести по нему более детальное районирование каждой из зон.

Административное деление территории России часто не совпадает с природным районированием, поэтому для законодательной и нормативной практики целесообразно согласование (сближение) выделенных границ зон и районов природной дискомфортности с административными (Назаревский, 1984).

Предложенная методика была использована как для оценки изменений природно-климатических условий для населения горных арктических территорий на ЕТР и в Восточной Сибири в конце XX века (1991-2000 гг.) и в середине XXI века (2041-2050 гг.) в случае продолжения потепления климата. На основании данных на выходе региональной климатической модели ГГО (Школьник и др., 2005; Школьник и др., 2006) были проанализированы наиболее быстро меняющиеся климати-

ческие факторы – тепловой и холодовой. Для расчетов были использованы суточные значения температуры воздуха на высоте 2 м за периоды 1991-2000 гг. и 2041-2050 гг. с шагом 50 × 50 км. Граничные условия брались из *глобальной* модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) ГГО за 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). Проведенные расчеты позволили оценить изменения границ районов природно-климатической дискомфортности при потеплении климата для гор арктической зоны Европейской территории России и Северо-Восточной Сибири.

Горные территорий севера Европейской части России (ЕЧР): дифференциация по степени природной комфортности

На упомянутой ранее карте (Виноградова и др., 2008) арктический регион характеризуется *абсолютно неблагоприятной зоной*, которая занимает северную часть территории России. Восточнее полуострова Канин она постепенно расширяется до 65° с.ш. в Восточной Сибири, достигая 60° с.ш. на побережье Охотского моря. Территория представлена арктическими, отчасти субарктическими ландшафтами, в том числе и горными. На территории зоны в пределах ЕЧР зима проявляется как слабо суровая, снежная. Лето – очень холодное на всем арктическом побережье. По мере удаления от побережья к югу лето становится холодным и умеренно теплым. По медико-географическим показателям оптимальный срок проживания пришлого населения в этой зоне: 1-2 года на равнинах и до 1 года в горных районах. Формирование постоянного населения здесь не рекомендуется.

В Арктике распространена *очень неблагоприятная зона* – это тундра и лесотундра ЕЧР, побережья холодных морей с крайне интенсивным природным воздействием на людей, с критическим напряжением адаптационных систем переселенцев с тенденцией к декомпенсации. Преобладающая патология в этих районах определяется в основном климатическими условиями – метеострессы, сердечно-сосудистая патология, холодовые полиневрозы, обморожения, травматизм, снижение иммунных свойств организма, расстройство ритмики физиологических функций. При тех же, что и в первой зоне, преобладающих патологиях, оптимальный срок жизни здесь несколько больше: на равнинах 2-3 года, а в горах 1-2 года. Зона также непригодна для сплошного и массового заселения.

К Арктическим районам относится и *неблагоприятная зона*, которая протягивается узкой полосой от Кольского полуострова до Якутии. Далее она расширяется за счет высоко сейсмичных и с вечной мерзлотой горных систем Восточной Сибири, разрывая *относительно неблагоприятную и относительно благоприятную зоны*.

Территория в пределах ЕЧР представлена преимущественно северо-таежными и отчасти среднетаежными, а также горно-лесными ландшафтами. Неблагоприятная зона характеризуется слабо суровой снежной зимой, лето холодное отмечается как на равнине, так и в горных районах. Зона характеризуется интенсивным природным воздействием на здоровье людей, которое проявляется в очень сильном напряжении адаптационных систем организма переселенцев и затрудненной компенсацией. По природным условиям территория может быть использована для очагового заселения.

Специальное районирование, проведенное в настоящей работе для *горных территорий* с использованием более густой сети точек координат позволило детально определить уровень их дискомфорта. Внутри выделенных зон дискомфорта были определены области ухудшения условий жизни населения за счет факторов, связанных с горами, а именно, с лавинной и селевой опасностью и наличием ледников (ледниковые сели, сарджи, и т.д.). Эти факторы дают наибольший вклад в повышение ИПД, который показывает ухудшение условий жизни.

Территория Мурманской области относится в основном к *неблагоприятной зоне*. Карты, построенные в более крупном масштабе для Хибин (рис. 1а), позволяют выделить также области с *очень неблагоприятной* и *абсолютно неблагоприятной* по дискомфорту жизни населения. Области ухудшения условий приурочены к горным территориям Хибин и гор Ловозерской тундры и связаны с воздействием азональных факторов – высоты местности, лавинной и селевой опасностью и деятельностью ледников. Выделение областей с *абсолютно неблагоприятными* условиями на фоне более благоприятной зоны дискомфорта является очень важным, т.к. здесь расположены довольно крупные населенные пункты (Апатиты, Мончегорск, Кировск). Район же Хибин является довольно привлекательным с рекреационной точки зрения. Поэтому ухудшение условий жизни населения на горных территориях, а особенно, расположенных в Арктической зоне необходимо учитывать при дальнейшем хозяйственном и рекреационном освоении данной территории.

Потепление климата, которое усилилось в конце XX века и продолжается до сих пор, не могло не отразиться на условиях жизни населения в районе Хибинских гор (рис. 1б). Проведенное районирование показывает существенное ослабление дискомфорта условий жизни. Так большая часть региона, которая по средне-многолетним условиям располагалась в неблагоприятной зоне, в 1990-е годы может быть отнесена уже к условно неблагоприятной зоне. Но, несмотря на общее улучшение условий, для горных территорий по-прежнему характерно их ухудшение по сравнению с окружающими равнинами. Поскольку азональные горные факторы продолжают действовать (а они только опосредованно

связаны с повышающейся температурой воздуха) горные районы по-прежнему являются самыми дискомфортными областями на данной территории.

Модельные прогнозы изменения климата в середине XXI века (рис. 1в) подтверждают отмеченные тенденции и позволяют предположить дальнейшее ослабление дискомфорта на рассматриваемой территории. Так, в середине XXI века возможно произойдет сокращение областей с *очень неблагоприятными* и *неблагоприятными* условиями по сравнению с концом XX века. Территории с *очень неблагоприятными условиями* сохранятся только в наиболее высокой части Хибин, в районе Кировска, а территории с *неблагоприятными условиями* несколько сократятся по площади, но эти области по-прежнему будут связаны с горными районами (рис. 1в). На прилегающих к Хибинским горам и горам Ловозерской тундры равнинах ИПД немного уменьшится, но эти районы по-прежнему будут относиться к условно неблагоприятной зоне.

Районирование по природным условиям жизни населения, проведенное для Полярного и приполярного Урала позволило установить, что этот регион относится к *абсолютно неблагоприятной* и *очень неблагоприятной* зонам дискомфортности. Причем районы с *абсолютно неблагоприятными* условиями протянулись с севера-востока на

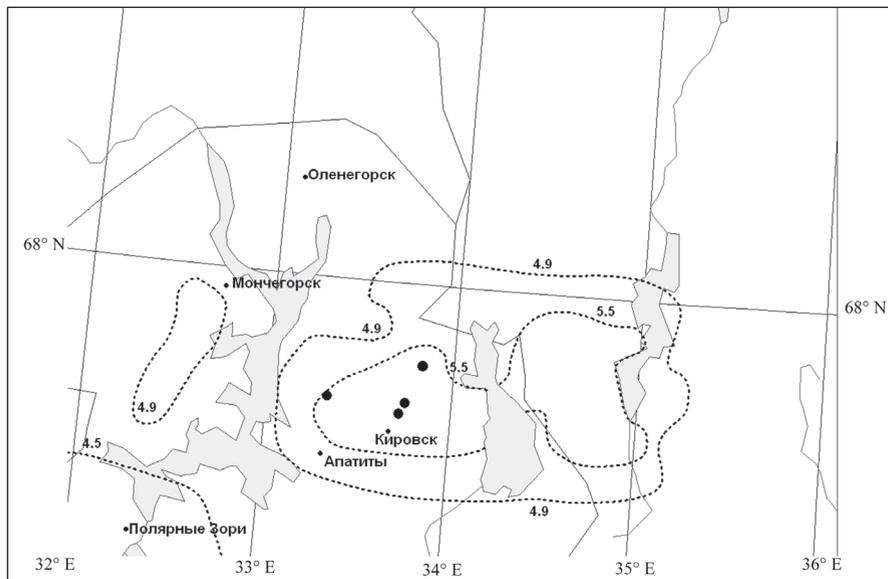


Рис. 1а. Карта районирования Хибинских гор по природным условиям жизни населения для среднееголетних условий.

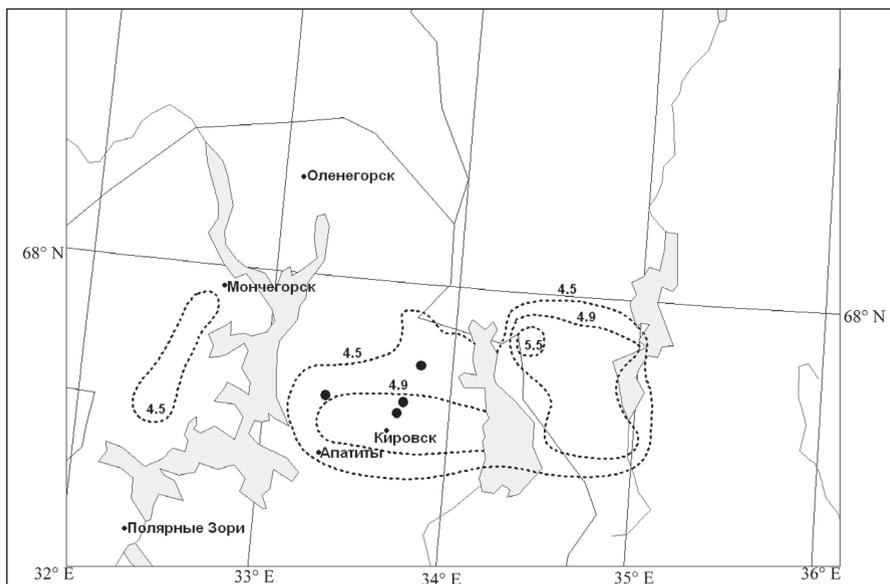


Рис. 16. Карта районирования Хибинских гор по природным условиям жизни населения для 1991-2000 гг.

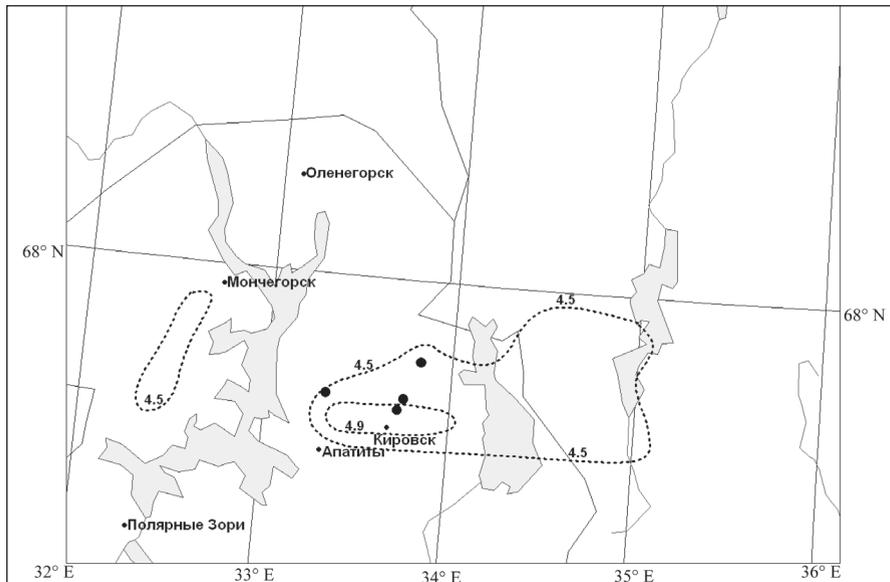


Рис. 1в. Карта районирования Хибинских гор по природным условиям жизни населения для 2041-2050 гг.

юго-запад вдоль Уральского хребта (рис. 2а). Здесь сказывается суммарное воздействие азональных факторов – высота местности, которая в условиях Арктики влияет как сама по себе, так и через температурные факторы, лавинная и селевая опасности, наличие ледников, которые также воздействуют через температурный фактор, особенно в летнее время. Кроме того, ледники могут служить дополнительной опасностью как источники гляциальных селей, ледовых обвалов и т. п. Существенное влияние наличия ледников на дискомфортность условий жизни в этом районе подтверждается тем, что максимальный балл отмечается вдоль водораздела Полярного Урала на участке между Воркутой и Салехардом, т.е. в районах наибольшей локализации ледников. Более точное выделение территорий с абсолютно неблагоприятными условиями в районе Полярного Урала необходимо в связи с интенсивным хозяйственным освоением этих областей, добычей полезных ископаемых и их транспортировкой. Это позволит продумать условия компенсации для людей, которые работают и проживают в данном районе.

Воздействие потепления климата в конце XX века на условия жизнедеятельности в районе Полярного Урала оценивалось по проведенному районированию (рис. 2б) – на карте заметно ослабление дискомфорта на большей части района. Существенно сократились области с *абсолютно неблагоприятными* условиями. Если для средне-многолетних условий они отмечались вдоль всего Уральского хребта, то к концу XX века можно выделить две области с абсолютно неблагоприятными условиями, которые располагаются на более высоких участках гор и в районах локализации ледников.

Большая же часть территории, расположенной вдоль Уральского хребта, которая для средне-многолетних условий располагалась в *абсолютно неблагоприятной* зоне к концу XX века «перешла» в *очень неблагоприятную* зону (за исключением рассмотренных выше участков). К западу и востоку от Уральских гор в 1990-е годы XX века стали отмечаться *неблагоприятные* условия жизни, в отличие от *очень неблагоприятных* условий, которые были характерны для этих районов в середине XX века. Несмотря на некоторое улучшение условий жизнедеятельности населения в районе Полярного Урала, они по-прежнему остаются весьма неблагоприятными, и особенно в горах, где продолжают действовать факторы, связанные с ледниками, лавинами, селями, высотой. Эти факторы уменьшают воздействие потепления в горных районах.

Оценки изменения условий жизнедеятельности населения, сделанные *на модельных прогнозах* изменения климата в середине XXI века, дают основание предполагать дальнейшее ослабление здесь дискомфорта. На карте районирования, построенной для середины XXI века (2041-2050 гг.) видно, что области с *абсолютно неблагоприят-*

ными условиями (для конца XX века) станут областями с *очень неблагоприятными* условиями, а области с *абсолютно неблагоприятными* условиями будут локализованы на очень небольших участках в наиболее высоких частях севера Урала (рис. 2в). В горах на значительных площадях будут наблюдаться *очень неблагоприятные и неблагоприятные*, а на прилегающих равнинах – *условно неблагоприятные условия* (рис. 2в). Ослабление дискомфорта связано в первую очередь с уменьшением повторяемости экстремально низких температур. Несмотря на общее улучшение условий в горах Севера Урала в середине XXI века, горные районы останутся наиболее дискомфортными для жизнедеятельности населения, а в горах наихудшие условия сосредоточены в районах локализации ледников.

Горные территорий Северо-восточной Сибири: дифференциация по степени природной комфортности

Третьим регионом, где проводилось специальное районирование условий жизнедеятельности в горах был северо-восток Сибири, а именно: Верхоянский хребет, хребет Черского, хребет Сунтар-Хаята и прилегающие районы.

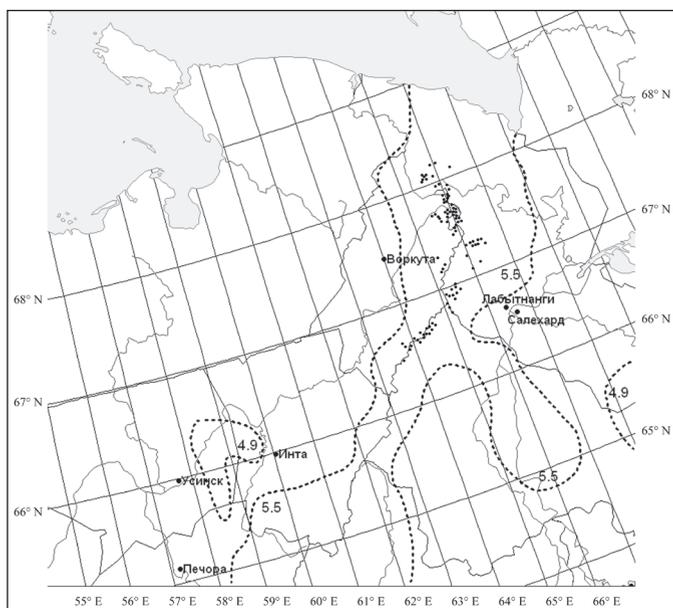


Рис. 2а. Карта районирования Полярного Урала по природным условиям жизни населения для среднееголетних условий.

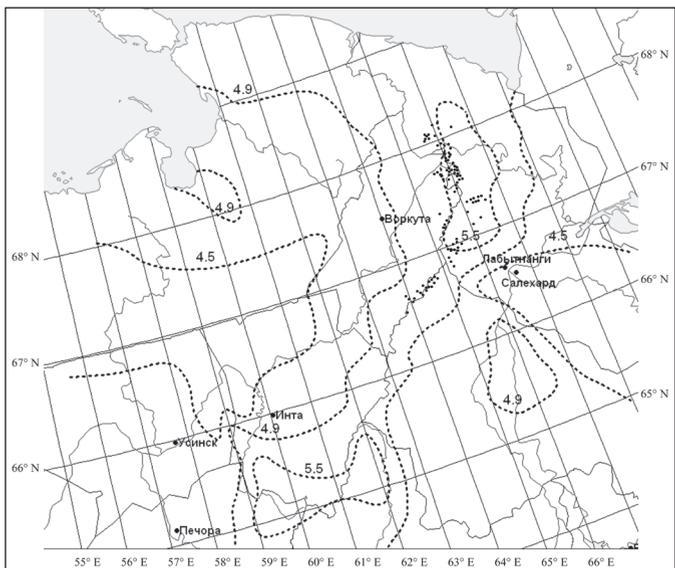


Рис. 26. Карта районирования Полярного Урала по природным условиям жизни населения для 1991-2000 гг.

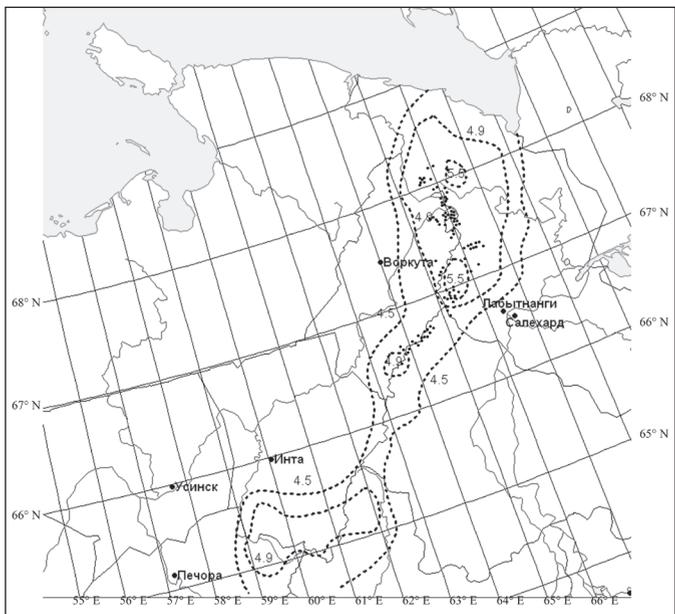


Рис. 2в. Карта районирования Полярного Урала по природным условиям жизни населения для 2041-2050 гг.

Районирование, проведенное для среднемноголетних условий, показывает, что все перечисленные горные хребты относятся к *абсолютно неблагоприятной* зоне дискомфортности (рис. 3а). Территории с *очень неблагоприятными и неблагоприятными* условиями протянулись узкой полосой вдоль побережья Охотского моря, южнее 61° с.ш. и на юго-западе рассматриваемого района, западнее р. Алдан. Рассматривая более подробно горные территории, расположенные в *абсолютно неблагоприятной* зоне, можно отметить, что на них наблюдается наихудший балл ИПД, поскольку в этих районах наихудшие условия по холодовому, тепловому, мерзлотному факторам дополнены сильнейшим воздействием фактора стихийных явлений – сейсмичности, наводнений и, особенно, лавин, селей и ледников, а также высотным фактором. Таким образом, в границах *абсолютно неблагоприятной* зоны можно выделить горную подзону, для которой определяющими являются азональные факторы. Выделение в пределах *абсолютно неблагоприятной* зоны территорий с еще более худшими условиями позволит разработать стратегию исследования и освоения этих богатых ресурсами регионов с наименьшим ущербом для здоровья людей, которые будут жить и работать в этих тяжелых условиях.

Усиливающееся в конце XX века и продолжающееся в XXI веке потепление климата повлияло на условия жизнедеятельности населения в горных районах северо-востока Сибири. Количественная оценка этого воздействия, проведенная для последнего десятилетия XX века (1991-2000 гг.) представлена на рис. 3б. Районирование показывает ослабление дискомфортности условий жизни населения в основном за счет сокращения *абсолютно неблагоприятной* зоны и расширения *очень неблагоприятной* зоны. Так значительная часть района, которая по среднемноголетним условиям располагалась в *абсолютно неблагоприятной* зоне, в 1990-е годы может быть отнесена уже к *очень неблагоприятной* зоне. Эти земли расположены в основном на востоке и в центральной части региона в понижениях рельефа между рассматриваемыми горными хребтами (юг и центральная часть Колымской низменности и Янское плоскогорье). Также можно отметить некоторое расширение *неблагоприятной* зоны в районе Якутска. Но важно отметить что, некоторое улучшение условий жизнедеятельности населения не проявилось на горных территориях. Для всех рассматриваемых горных хребтов, а именно: Верхоянского, Черского, Сунтар-Хаята, Момского по-прежнему характерны наихудшие – *абсолютно неблагоприятные* условия жизни. Причина этого – при потеплении климата небольшое улучшение условий по холодовому, тепловому факторам здесь не может компенсировать сильнейшее неблагоприятное воздействие факторов, связанных с горами, – лавинами, снежными и

ледниковыми селями, а также сейсмичностью, которые, возможно, даже интенсифицируются в прогнозируемый период. Карта районирования, построенная для последней декады XX века (рис. 3б), показывает, что области локализации ледников хорошо совпадают с *абсолютно неблагоприятными* для жизни населения районами. Таким образом, даже при потеплении климата горные территории Восточной Сибири останутся наиболее неблагоприятными для человека, что потребует дополнительных ресурсов при освоении этих регионов.

Оценки условий жизнедеятельности населения на горных территориях Восточной Сибири в середине XXI века, по модельным прогнозам показывают, что тенденции ослабления дискомфорта отмеченные в конце XX века, а именно, сокращение *абсолютно неблагоприятной* зоны за счет расширения *очень неблагоприятной* сохраняются (рис. 3в). Но ослабление дискомфорта условий жизни населения здесь будет слабее, чем для горных районов ЕЧР. Тенденция расширения *очень неблагоприятной* зоны за счет сокращения *абсолютно неблагоприятной* зоны будет расти. Сокращение будет наблюдаться на более низких участках рельефа, в основном за счет температурного фактора. Произойдет расширение очень не-

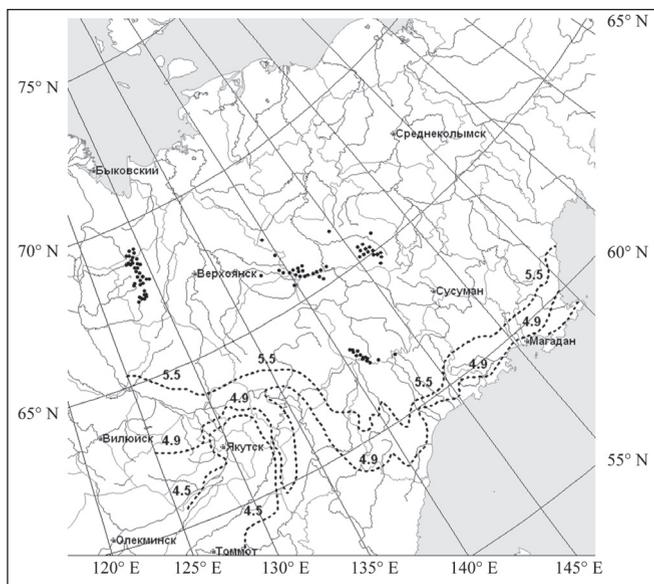


Рис. 3а. Карта районирования севера Восточной Сибири по природным условиям жизни населения для среднееголетних условий.

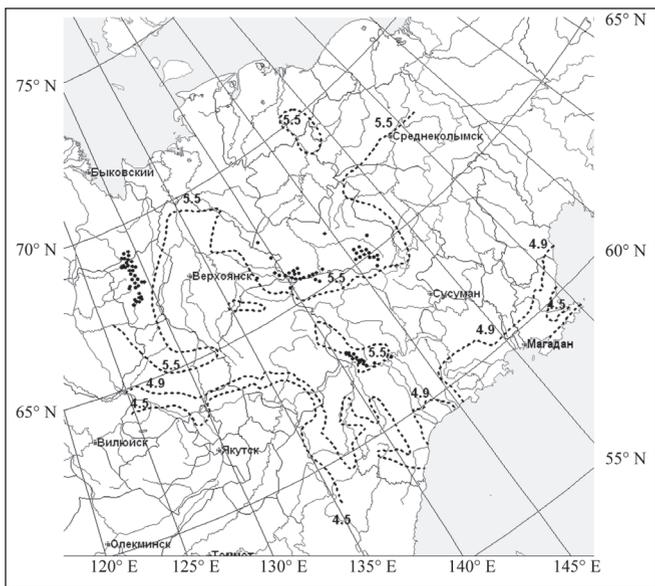


Рис. 3б. Карта районирования севера Восточной Сибири по природным условиям жизни населения для для 1991-2000 гг.

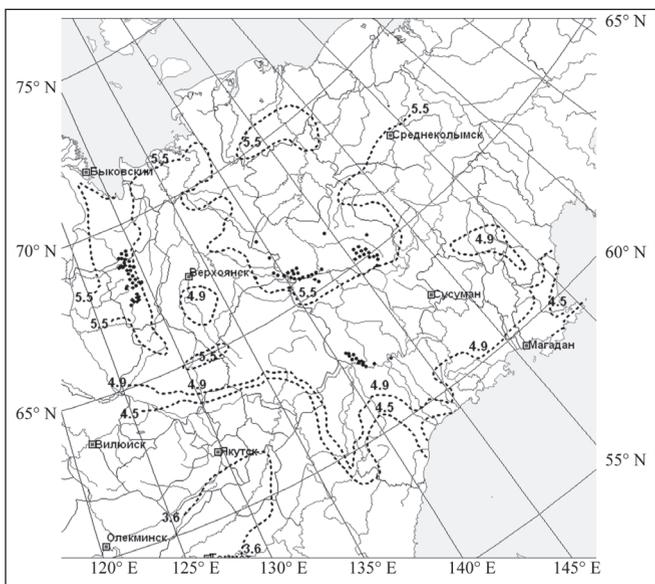


Рис. 3в. Карта районирования севера Восточной Сибири по природным условиям жизни населения для 2041-2050 гг.

благоприятной зоны в районе Колымской низменности и в нижнем течении р. Яны. Южнее Верхоянска и в верхнем течении Колымы появятся небольшие области с неблагоприятными условиями. Но большая часть горных территорий по-прежнему будут относиться к *абсолютно неблагоприятной* зоне (рис. 3в). Только южная часть хребта Сунтар-Хаята перейдет в *очень неблагоприятную* зону. Ослабление дискомфорта на прилегающих территориях будет значительно меньше, чем в Европейской части России. На юго-западе рассматриваемого региона, в районе Якутска можно отметить расширение *условно неблагоприятной* зоны за счет сокращения более *суровой неблагоприятной* зоны (рис. 3в).

Заключение

Развитие методики, примененной для карты «Районирование территории Российской Федерации по природным условиям жизни населения» (Золотокрылин и др, 1992, Виноградова и др., 2008) (а она отражает состояние природной среды, оказывающей различное воздействие на здоровье, проживание и трудовую деятельность населения) применительно к арктическим горным районам, позволило более точно установить неблагоприятные природные области для жизнедеятельности населения. Это было сделано для такого крупного масштаба впервые.

Установлено, что для горных территорий Арктической зоны ухудшение условий жизнедеятельности населения связано, в основном, с воздействием азональных факторов, а именно: высоты местности, лавинной и селевой опасности и наличием ледников.

Потепление климата, начавшееся в XX и продолжающееся в XXI веке, приведет к улучшению природных условий жизнедеятельности человека, как в целом для Российской Арктики, так и для субарктических горных областей. В основном произойдет сокращение абсолютно неблагоприятных и очень неблагоприятных районов, за счет расширения неблагоприятных в Европейской части России, и сокращение абсолютно неблагоприятных за счет расширения очень неблагоприятных территорий в Азиатской части. Необходимо отметить, что в горах улучшение природных условий жизнедеятельности населения будет происходить медленнее, чем на равнине.

Природное районирование территории России может быть основанием для социально-экономического и медико-биологического зонирования, цель которого – оценить социальные различия в разных природно-климатических условиях, стоимость жизни людей на дискомфортных территориях и медико-биологические особенности дискомфорта жизни человека.

Благодарности

Выражаем благодарность руководителям работы по районированию территории России по природным условиям жизни населения – проф. А. Н. Кренке и проф. А. Н. Золотокрылину. Авторы также благодарят за поддержку лидеров международного проекта SWIPA (Snow, Water, Ice, Permafrost of Arctic), в рамках которого методика была применена к горам Российской Арктики и получены новые результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. 1997. Т.1.
- Белинский В. А. 1972. Ультрафиолетовая радиация солнца и неба – важный элемент географической среды. Вопросы географии. Вып. 89. М.: Мысль. С. 17-28.
- Белинский В. А., Гараджа М. П., Меженная Л. М., Незваль Е. О. 1968. Ультрафиолетовая радиация солнца и неба. М.: Изд-во МГУ. 226 С.
- Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим. 1976. Л.: Гидрометеиздат. 447 С.
- Виноградова В. В., Золотокрылин А. Н., Кренке А. Н. 2008. Районирование территории Российской Федерации по природно-климатическим условиям. Изв. РАН Сер. геогр. № 5. С. 106-117.
- Геокриология СССР. М.: Недра. 1988, 1989. Т. 1-5.
- Доманитский А. П., Дубровина Р. Г., Исаева А. И. 1971. Реки и озера Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат. 145 С.
- Золотокрылин А. Н., Канцеевская И. В., Кренке А. Н. 1992. Районирование территории России по степени экстремальности природных условий для жизни человека. Изв. РАН Сер. геогр. № 6. С. 16-30.
- Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., Ананьев И. П., Титкова Т. В. 2002. Электронный архив характеристик растительного покрова Восточной Сибири. Изв. РАН. Сер. геогр. № 2. С. 116-121.
- Карта "Леса СССР" Масштаб 1:2500000. 1990. Новосибирск.
- Климатический Атлас СССР. 1960. ГУКиГ СССР при СМ СССР.
- Кренке А. Н., Потапова Л. С. 1985. Методические основы климатического районирования для целей эксплуатации самоходных машин. Ч. 1-2. Научный отчет. Институт Географии АН СССР. М.
- Назаревский О. Р. 1984. Карта оценки природных условий жизни населения СССР. М.1:8000000. М.:ГУГиК при СМ СССР. 1 л.
- Национальный атлас России. Районирование территории России по природным условиям для жизни населения. 1 : 45 000 000. 2007. Т. 3. С. 50-51.
- Основные гидрологические характеристики. 1966. Л.: Гидрометеиздат. Вып. 2. Т. 15-20.
- Природные опасности России. Сейсмические опасности. 2000. Под ред. Г. А. Соболева. М.: Изд. фирма «Крук». Т. 2. 296 С.
- Природные опасности России. Гидрометеорологические опасности. Под ред. Г. С. Голицына, А. А. Васильева. М.: Изд.фирма «Крук», 2001. Т. 5. 296 с.
- 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.
- DAAC (Distributed Active Archive Center). Pathfinder AVHRR Land Data. Internet: <http://daac.gsfc.nasa.gov/>
- Gregorczyk M. 1970. Analiza warunkow bioklimatycznych w latach 1958-1963 w swetle wazniejszych wskaznikow kompleksowych. Praga WTN, ser. B. Wroclaw. 189 P.

АНАЛИЗ И ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ НА УРОЖАЙНОСТЬ ЗЕРНОВЫХ КУЛЬТУР В ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКОЙ ЗОНЕ РОССИИ

В. Н. Павлова

Россия, 249030, Обнинск, пр. Ленина, д. 82, Государственное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной метеорологии», vnp2003@bk.ru

Реферат. Анализируются тренды фактической урожайности основных сельскохозяйственных культур по регионам России за период 1975-2006 гг. Показано, что тренды для зерновых и зернобобовых культур в целом, для озимой пшеницы и ярового ячменя положительны во всех сельскохозяйственных регионах, за исключением Северо-Западного федерального округа и большей части территории Центрального федерального округа. С помощью уравнений регрессии в разностной форме получены оценки климатообусловленных трендов урожайности сельскохозяйственных культур по регионам Российской Федерации. Показано, что наблюдаемые изменения климата за последние 30 лет обусловили тенденцию к росту урожайности зерновых культур на большей части земледельческой зоны России. Однако выявленные климатообусловленные тренды не превышают трендов фактической урожайности за этот период. Показано, что наблюдаемые изменения климата обусловили в среднем 40% дисперсии рядов урожайности зерновых культур в основных ареалах возделывания за период 1975-2006 гг.

Ключевые слова. Урожайность, прогноз, изменение климата, глобальное потепление, продуктивность агроэкосистем.

ASSESSMENT AND ANALYSIS OF CLIMATE CHANGE IMPACTS ON CEREAL CROPS PRODUCTIVITY IN AGRICULTURAL ZONE OF RUSSIA

V. N. Pavlova

Federal State Institution «All-Russian Research Institute of Agricultural Meteorology», 82, Lenin str., 249030 Obninsk, Russia, vnp2003@bk.ru

Abstract. Trends in actual productivity of the major agricultural crops in 1975-2006 are analyzed by regions of Russia. It is shown that the trends for grain and leguminous cultures in total, as well as for winter wheat and summer barley are positive in all agricultural regions, except for the Northwest Federal District and most part of the Central

Federal District. Using regression in the difference equation form, estimates of climate dependent trends in yield were obtained for regions of the Russian Federations. It is shown that observed climate change has caused a tendency for increase in grain crops productivity in the most part of agricultural zone of Russia over the last 30 years. However, the climate dependent trends found do not exceed trends in actual yield in the time period. It is shown that the observed climate change has caused roughly 40% of grain yield variance in the major crop production regions in 1975-2006.

Keywords. Yield, prediction, climate change, global warming, agroecosystem productivity.

Введение

В результате глобального потепления фактически с середины 70-х годов наблюдался монотонный рост глобальной и полусферной температуры воздуха в масштабе десятилетий. Линейный тренд температуры воздуха за период 1976-2007 гг. составил $+0,23^{\circ}\text{C}/10$ лет для Северного полушария и $+0,48^{\circ}\text{C}/10$ лет для территории России (Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008; Доклад Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2007 год, 2008). Временные тренды многих показателей тепло- и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур в результате потепления приобрели значимый характер (Доклад Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2007 год, 2008, Сиротенко и др., 2007).

Известно, что производство зерна в России в существенной степени зависит от климатических факторов. Абсолютная величина колебаний валового сбора зерновых и зернобобовых культур в РФ за последние десять лет составила 60,7 млн. т (47,5 млн. т – в 1998 г. и 108,2 млн. т – в 2008 г.). Основная цель настоящей публикации – оценить влияние наблюдаемых за последние три десятилетия изменений климата на продуктивность основных сельскохозяйственных культур в России – зерновых и зернобобовых в целом, озимой пшеницы и ярового ячменя.

Анализ динамики фактической урожайности

В данной работе при оценке изменений продуктивности сельскохозяйственных культур выделены следующие регионы с учетом принятого административного деления и относительно однородные по почвенно-климатическим условиям. Всего для анализа выделено 11 регионов (табл. 1). Например, «Центральный (юг)» в табл. 1 означа-

ет, что рассматриваются южные области Центрального ФО – Тульская, Липецкая, Тамбовская, Курская, Белгородская, Воронежская; Южный (север) – рассматриваются Ростовская, Волгоградская и Астраханская области, Краснодарский и Ставропольский края, Калмыкия.

В табл. 2 представлены оценки линейных трендов рядов урожайности сельскохозяйственных культур в центнерах на гектар за десятилетний период, рассчитанные за период с 1975 по 2006 гг. для регионов РФ. Анализ этих данных показывает, что рассчитанные тренды положительны практически для всего ареала возделывания зерновых культур, за исключением Дальнего Востока и северной части территории Центрального ФО, что позволяет говорить о росте урожайности зерновых и зернобобовых культур, озимой пшеницы и ярового ячменя на территории РФ за последние три десятилетия. Более детализированные оценки, полученные по областям, краям и республикам, подтверждают это положение. По расчетам, из 57 рассматриваемых субъектов РФ – 75% имеют положительную тенденцию роста урожайности зерновых и зернобобовых культур в целом, 72% – урожайности ярового ячменя. Как показывает анализ данных табл. 2, максимальные оценки трендов получены для рядов урожайности озимой пшеницы, особенно в основных ареалах ее возделывания – на юге Центрального ФО, на юге Поволжья и в Южном ФО. Следует заметить, что вклад тренда в общую дисперсию урожайности по большинству регионов незначителен, но на юге Центрального ФО, в Приволжском и Южном ФО превышает 10%.

В качестве примера рассмотрим полученные оценки трендов по отдельным областям. На рис. 1 представлена динамика урожайности озимой пшеницы с 1975 г. по 2006 г. на территории Краснодарского, Ставропольского краев и Ростовской области. Соответствующие величины линейных трендов за 10 лет составляют: в Краснодарском крае 3,49 ц/га, Ставропольском 4,49 ц/га, в Ростовской области 1,77 ц/га.

Как видно из представленных на рис. 1 данных, с середины 70-х годов до начала 90-х годов XX-го века фактические тренды озимой пшеницы были положительны. Неустойчивая экономическая ситуация начала 90-х («перестройка») и, как следствие, снижение общего агротехнического уровня зернового сектора экономики – уменьшение доз внесения минеральных и органических удобрений, сокращение применения гербицидов, неудовлетворительное состояние технической оснащенности и т.д. – привели к тому, что положительная тенденция сменилась отрицательной. Затем, с середины 90-х годов четко обозначилась положительная динамика для рядов урожайности озимой пшеницы по областям Южного федерального округа, общая доля которых в производстве зерна в этом регионе составляет 90-95%.

Таблица 1

**Федеральные округа и крупные регионы федеральных округов
земледельческой зоны России**

ФО, крупный регион	Область, край, республика
Северо-западный (юг)	Вологодская, Ленинградская, Новгородская, Псковская, Калининградская
Центральный (север)	Тверская, Костромская, Ивановская, Ярославская
Центральный (центр)	Смоленская, Брянская, Владимирская, Московская, Рязанская, Калужская
Центральный (юг)	Тульская, Липецкая, Тамбовская, Курская, Белгородская, Воронежская
Приволжский (север)	Пермская, Кировская, Нижегородская, Чувашия, Мордовия
Приволжский (юг)	Татарстан, Пензенская, Самарская, Башкирия, Саратовская, Оренбургская
Южный (север)	Ростовская, Волгоградская, Краснодарский край, Ставропольский край, Калмыкия, Астраханская
Уральский (юг)	Свердловская, Тюменская, Курганская, Челябинская
Сибирский (юго-запад)	Томская, Омская, Новосибирская, Кемеровская, Алтайский край, Республика Алтай
Сибирский (юго-восток))	Красноярский край, Иркутская, Бурятия
Дальневосточный (юг)	Амурская, Хабаровский край, Еврейский авт. округ, Приморский край

Таблица 2

Оценки трендов фактической урожайности сельскохозяйственных культур по регионам России за период 1975-2006 гг.

Регион	Линейный тренд, ц/га/10 лет		
	Зерновые и зернобобовые в целом	Озимая пшеница	Яровой ячмень
Северо-западный (юг)	0,69	0,37	0,95
Центральный (север)	-0,14	1,28	1,41
Центральный (центр)	0,83	1,10	0,84
Центральный (юг)	2,05	1,94	1,76
Приволжский (север)	0,96	1,51	0,65
Приволжский (юг)	1,20	1,27	0,89
Южный (север)	1,75	1,88	0,19
Уральский (юг)	0,23	0,33	0,21
Сибирский (юго-запад)	0,58	-	0,91
Сибирский (юго-восток)	0,47	-	1,35
Дальневосточный (юг)	-0,42	-	-0,29

Примечание: (-) - посевные площади озимой пшеницы малы или она не высевается

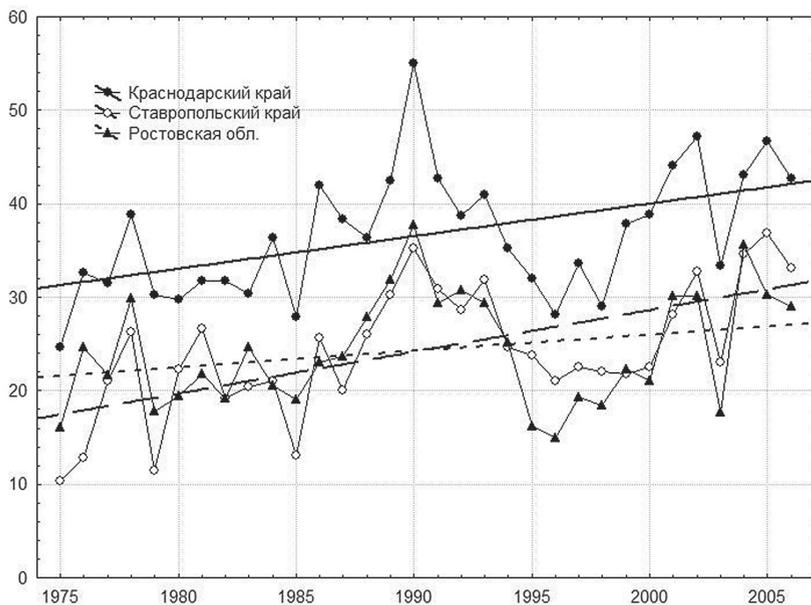


Рис. 1. Динамика среднеобластной урожайности озимой пшеницы за период 1975-2006 гг. по отдельным областям Южного федерального округа (сплошная линия – линейный тренд по Краснодарскому краю; мелкая штриховка – по Ставропольскому краю, крупная штриховка – по Ростовской обл.).

Можно предположить, что для ряда областей с положительным трендом урожайности существенное влияние на знак тренда оказывает тенденция к сокращению посевных площадей рассматриваемых сельскохозяйственных культур в результате вывода из оборота наименее плодородных и неудобных земельных участков. Так, по нашим расчетам, коэффициент корреляции между урожайностью зерновых и зернобобовых культур в целом и занимаемыми ими посевными площадями составляет: в Татарстане $-0,73$; в Липецкой и Орловской областях $-0,57$; в Рязанской области $-0,54$. В среднем, в этих регионах суммарные посевные площади всех зерновых и зернобобовых культур сократились на 40% с 70-х годов XX столетия до начала XXI столетия. В целом, две трети рассматриваемых областей, краев и республик имеют отрицательную корреляционную связь между посевными площадями и урожайностью зерновых и зернобобовых в целом.

В работе (Растянников, Дерюгина, 2009) предпринята попытка проанализировать состояние зерновой проблемы в России на протяжении двух веков. По мнению авторов, в конце XX – начале XXI века

в России начался новый большой цикл подъема урожайности, показателем которого является 45% скачок продуктивности зерновых в РФ (с 11,8 ц/га до 17,1 ц/га за период с 1998-2000 гг. по 2001-2003 гг.). Утверждается, что фаза подъема этого цикла может длиться, по меньшей мере, до середины 20-х годов XXI века.

Методы и материалы

В данной работе для получения оценок наблюдаемых изменений климата использованы уравнения множественной регрессии в разностной форме, а именно, в форме первых разностей (Lobell, Field, 2007). Агрегированные зависимости приращения урожайности (ΔY) от приращения метеорологических факторов – температуры (ΔT) и сумм осадков (ΔP) можно представить в виде:

$$Y^j - Y^{j-1} = c_0 + a_i \times (T_i^j + T_i^{j-1}) + b_i \times (P_i^j + P_i^{j-1}), \quad (1)$$

где j и $(j-1)$ – индексы текущего и предыдущего года, соответственно, $i=1, \dots, n$

Такой подход имеет определенные преимущества перед классическими уравнениями регрессии, представленными в абсолютных единицах. Переход к представлению временных рядов в форме первых разностей если и не позволяет полностью элиминировать технологические тренды в рядах урожайности за длительные промежутки времени (2-3 десятилетия), то позволяет устранить тренды урожайности за ближайшие 2-3 года. Уравнения регрессии в форме первых разностей дают возможность получать более точные оценки влияния метеорологических факторов на урожайности (Lobell, Field, 2007; Сиротенко и др., 2007). В результате, применение этого подхода позволяет идентифицировать искомые зависимости с значимыми ($\leq 5\%$) коэффициентами корреляции для всех рассматриваемых территориальных единиц, что далеко не всегда можно получить в рамках классических уравнений регрессии. Так, для зерновых и зернобобовых культур переход к разностной форме уравнений регрессии повышает учитываемую долю дисперсии ряда урожайности (R^2) на 21,4 %, а для озимой пшеницы – на 11,3 %.

Кроме того, разностная форма представления уравнений регрессии позволяет увеличивать объем выборки путем объединения в однородную выборку (а не осреднения) рядов наблюдений (урожайности, метеорологических переменных) по областям (краям, республикам). Например, для юга Приволжского ФО за период с 1975 по 2006 гг. длина ряда $N = 183$ (31×6).

В табл. 3 приведены оценки коэффициентов корреляции (R) уравнений множественной регрессии в форме (1) для расчета урожай-

ности зерновых культур и зернобобовых культур в целом, ярового ячменя и озимой пшеницы и доли объясненной дисперсии урожайности. Расчеты выполнялись за период с 1975 по 2006 гг. по крупным регионам в границах ФО. Как следует из данных табл. 3, с помощью предложенного метода можно получить достаточно надежные оценки влияния наблюдаемых изменений климата для основных сельскохозяйственных культур РФ. Доля объясняемой климатическими факторами дисперсии урожайности достигает 44% для озимой пшеницы. Соответствующие оценки для зерновых и зернобобовых в целом и ярового ячменя также достаточно высоки и составляют 40,4 и 37,9% в среднем по рассматриваемой территории. По сравнению с полученными нами ранее оценками более высокая точность прогностической зависимости достигнута за счет учета условий тепло- и влагообеспеченности осеннего и зимнего периодов вегетации, особенно для озимых культур.

Предикторы полученных уравнений регрессии – среднемесячные величины по температуре воздуха и месячные суммы осадков, а также сезонные суммы осадков и средняя температура за зимний, весенний, летний и осенний периоды.

В качестве примера в табл. 4 и табл. 5 представлены выбранные предикторы и соответствующие им коэффициенты для рядов урожайности озимой пшеницы и зерновых в целом. Эти уравнения (табл. 4, 5) позволяют количественно и качественно оценить степень влияния изменений температурного и влажностного режимов на формирование урожайности в разных регионах. Например, повышение майских температур на 1°С повсеместно приводит к снижению урожайности озимой пшеницы: от 1,4 ц/га на территории Южного федерального округа до 0,3 ц/га на северо-западе РФ (табл. 4). Полученные уравнения регрессии показывают, что положительное влияние на урожайность озимой пшеницы оказывают осадки мая на юге Центрального ФО, в Поволжье и на территории Южного ФО. Влияние наблюдаемых изменений осадков для достаточно увлажненных в целом северных областей центральной России либо не проявляется, либо оказывает отрицательное влияние. Значимое положительное влияние роста зимних осадков на урожайность выявлено в Поволжском регионе, осенних – в южных областях Поволжья и областях Южного ФО.

Для зерновых и зернобобовых в целом (табл. 5) значимыми предикторами оказались температура воздуха и суммы осадков за май и июнь практически для всех рассмотренных регионов.

В табл. 6 представлены рассчитанные оценки уравнений множественной регрессии для южных областей Приволжского ФО (Татарстана, Башкирии, Пензенской, Самарской, Саратовской, Оренбургской областей). Можно видеть, что все полученные оценки имеют

высокий уровень значимости – не более 1%. Коэффициенты регрессии в стандартизованном масштабе (β) показывают, что продуктивность зерновых и зернобобовых в целом и ярового ячменя наиболее чувствительна к изменениям июньской температуры и майских осадков в данном регионе. Для рядов урожайности зерновых и зернобобовых в целом, которые объединяют яровые и озимые культуры, оказались значимы осадки осеннего периода. Отметим высокий уровень дисперсии урожайности, объясняемой выбранными метеорологическими факторами – 67% для зерновых и зернобобовых в целом и 59% для ярового ячменя.

Полученные уравнения множественной регрессии позволяют оценить влияние не только наблюдаемых за последние десятилетия, но и ожидаемых в ближайшие годы изменений климата на урожайность зерновых и зернобобовых культур по регионам России. Однако точность оценок и прогнозов зависит, с одной стороны, от точности используемых уравнений и, с другой стороны, от надежности данных об ожидаемых изменениях климата.

Осредненные оценки трендов среднемесячных температуры воздуха и сумм осадков по крупным регионам федеральных округов за период с 1975 по 2006 гг. приведены в табл. 7а и табл. 7б. Представлены оценки по сезонам и по месяцам, которые необходимы для расчетов по полученным уравнениям регрессии (табл. 4, 5). Средние по области оценки трендов температуры и осадков в большей степени, чем оценки по выделенным крупным регионам (табл. 1), подвержены влиянию рельефа и других локальных факторов, связанных с особенностями расположения отдельных метеорологических станций. Региональные оценки за счет большего пространственного сглаживания имеют более высокое отношение сигнал/шум и, следовательно, полученные на их основании оценки изменений урожайности более обоснованы для использования в качестве прогноза на ближайшие годы. Заметим, тем не менее, что при локальных оценках отклика продуктивности на климатические изменения в отдельных точках (краях, областях, республиках) используются оценки метеорологических трендов в соответствующей конкретной точке.

Особенностью проявления современных изменений термического режима на территории Европейской части РФ являются отрицательные тренды температуры в мае на преобладающей части этого региона. Исключение составляют северные области Приволжского ФО и часть Южного ФО. В июне знак температурного тренда меняется с отрицательного на положительный, оставаясь отрицательным только на юге Приволжского и Южного ФО. Осредненные сезонные тренды температуры положительны для всей рассматриваемой территории РФ (табл. 7а).

Как и температура воздуха, тренды осадков (табл. 7б) разнонаправлены по знаку, но имеют большую изменчивость по территории.

Оценки коэффициентов множественной корреляции (R) уравнений регрессии (1) для расчета среднеобластной урожайности зерновых и зернобобовых культур, ярового ячменя и озимой пшеницы

Регион	N	Сельскохозяйственная культура					
		Зерновые и зернобобовые		Яровой ячмень		Озимая пшеница	
		R	$R^2 \cdot 100\%$	R	$R^2 \cdot 100\%$	R	$R^2 \cdot 100\%$
Северо-западный (юг)	124	0,570	32,5	0,605	36,6	–	–
Центральный (север)	124	0,528	27,9	0,412	17,0	0,572	32,7
Центральный (центр)	186	0,608	37,0	0,599	36,0	0,546	29,8
Центральный (юг)	186	0,694	48,2	0,690	47,6	0,574	32,9
Приволжский (север)	155	0,723	52,3	0,687	47,2	0,775	60,1
Приволжский (юг)	186	0,818	66,9	0,765	58,5	0,807	65,1
Южный (север)	155	0,775	60,1	0,780	60,8	0,698	48,7
Уральский (юг)	124	0,643	41,3	0,695	48,3	–	–
Сибирский (юго-запад)	186	0,544	29,6	0,524	27,5	–	–
Сибирский (юго-восток)	62	0,590	34,8	0,512	26,2	–	–
Дальневосточный (юг)	93	0,515	26,5	0,515	26,5	–	–
Среднее по регионам		0,636	40,4	0,616	37,9	0,662	43,8

Примечание: N – объем выборки. Прочерки (–) означают, что данные отсутствуют

Таблица 4

Оценки коэффициентов a_i , b_i уравнений регрессии $\Delta Y = a_i \Delta T_i + b_i \Delta R_i + c$ для расчета урожайности озимой пшеницы

Регион	Температура воздуха, a_i (ц/га/°C)				
	май	июнь	зима	март-апрель	осень
Центральный (север)	-0,314	–*	-0,307	0,245	0,568
Центральный (центр)	-0,583	–	–	–	0,641
Центральный (юг)	-0,821	–	0,450	-0,435	–
Приволжский (север)	-0,680	-0,533	–	–	0,916
Приволжский (юг)	-1,399	–	–	–	1,107
Южный (север)	-1,454	–	0,546	–	–
	Атмосферные осадки, b_i (ц/га/мм)				
Центральный (север)	–	–	–	–	-0,021
Центральный (центр)	-0,019	–	–	-0,035	-0,019
Центральный (юг)	0,036	–	–	-0,016	0,014
Приволжский (север)	0,092	–	0,032	–	–
Приволжский (юг)	0,111	–	0,030	–	0,017
Южный	0,043	–	–	0,024	0,014

***Примечание:** (–) соответствующий предиктор не входит в уравнение регрессии

Таблица 5

Оценки коэффициентов a_i , b_i уравнений регрессии $\Delta Y = a_i \Delta T_i + b_i \Delta R_i + c$ для расчета урожайности зерновых и зернобобовых культур

Регион	Температура воздуха, a_i (ц/га/°С)				
	май	июнь	зима	март-апрель	осень
Центральный (север)	0,326	-0,387	-*	0,190	-
Центральный (центр)	-0,109	-0,559	-	-	-
Центральный (юг)	-0,293	-0,909	0,193	-	-
Приволжский (север)	-	-0,592	-0,186	-	-
Приволжский (юг)	-0,444	-0,730	-	-	-
Южный (север)	-0,107	-0,680	0,418	-	-
	Атмосферные осадки, b_i (ц/га/мм)				
Центральный (север)	-	-	-	-	-0,021
Центральный (центр)	-0,019	-	-	-0,035	-0,019
Центральный (юг)	0,036	-	-	-0,016	0,014
Приволжский (север)	0,092	-	0,032	-	-
Приволжский (юг)	0,111	-	0,030	-	0,017
Южный	0,043	-	-	0,024	0,014

*Примечание: (-) соответствующий предиктор не входит в уравнение регрессии

Таблица 6

Оценки коэффициентов уравнений регрессии для расчета урожайности зерновых и зернобобовых в целом и ярового ячменя для южных областей Приволжского ФО

Предикторы	β	B	σ_B	$t = B / \sigma_B$	p-level
Зерновые и зернобобовые в целом, R=0,818, n=183					
Свободный член		0,169439	0,251467	0,67380	0,501302
$T_{\text{май}}$	-0,225449	-0,425086	0,096528	-4,40374	0,000018
$T_{\text{июнь}}$	-0,350295	-0,726770	0,109524	-6,63571	0,000000
$R_{\text{май}}$	0,338911	0,060245	0,009190	6,55561	0,000000
$R_{\text{июнь}}$	0,153601	0,023440	0,008233	2,84698	0,004927
$R_{\text{осень}}$	-0,175485	-0,018359	0,004654	-3,94446	0,000114
Яровой ячмень, R=0,765, n=183					
Свободный член		0,156202	0,326589	0,47828	0,633027
$T_{\text{май}}$	-0,161689	-0,354372	0,124947	-2,83618	0,005086
$T_{\text{июнь}}$	-0,403551	-0,973223	0,142184	-6,84480	0,000000
$R_{\text{май}}$	0,318883	0,065890	0,011736	5,61419	0,000000
$R_{\text{июнь}}$	0,148691	0,026375	0,010591	2,49044	0,013659

Примечание: R – множественный коэффициент корреляции, n – объем выборки, B – коэффициент регрессии, β – коэффициент регрессии в стандартизованном масштабе, σ_B – стандартная ошибка B

Таблица 7а

**Линейные тренды среднемесячной температуры воздуха (°С/10 лет)
за период с 1975 по 2006 гг.**

Регион	Среднемесячная температура воздуха, (°С/10 лет)							
	март	апрель	май	июнь	зима	весна	лето	осень
Северо-западный (юг)	0,32	0,65	-0,17	0,31	0,94	0,26	0,55	0,28
Центральный (север)	0,38	0,48	-0,15	0,23	0,77	0,23	0,48	0,38
Центральный (центр)	0,58	0,37	-0,21	0,05	0,80	0,25	0,46	0,35
Центральный (юг)	0,83	0,27	-0,16	-0,01	0,77	0,32	0,55	0,47
Приволжский (север)	0,48	0,28	0,01	0,12	0,62	0,25	0,40	0,44
Приволжский (юг)	0,95	0,16	-0,26	-0,02	0,66	0,28	0,31	0,55
Южный	0,75	-0,14	0,02	0,81	0,33	0,21	0,50	0,45
Уральский (юг)	0,54	-0,13	0,47	-0,00	0,51	0,30	0,23	0,48
Сибирский (юго-запад)	0,91	0,42	0,93	0,07	0,32	0,76	0,23	0,29
Сибирский (юго-восток)	0,87	0,49	0,56	0,48	0,47	0,64	0,51	0,17
Дальневосточный (юг)	0,50	0,24	0,18	0,26	0,40	0,31	0,20	0,43

Таблица 7б

**Линейные тренды среднемесячных сумм осадков (мм/10 лет)
за период с 1975 по 2006 гг.**

Регион	Среднемесячные суммы осадков, (мм/10 лет)							
	март	апрель	май	июнь	зима	весна	лето	осень
Северо-западный (юг)	1,66	-2,80	4,90	-0,68	1,33	3,76	0,21	-2,98
Центральный (север)	1,16	-1,06	-2,59	-4,46	-4,03	-2,486	-8,42	-2,95
Центральный (центр)	1,49	0,28	2,89	-2,33	-1,89	4,664	-5,14	7,14
Центральный (юг)	2,28	-0,93	-0,57	2,75	-3,98	0,784	-7,46	10,40
Приволжский (север)	6,17	-1,89	3,81	2,87	4,04	8,078	-1,94	-1,86
Приволжский (юг)	5,36	1,25	4,34	1,49	1,80	10,949	-4,76	0,96
Южный	6,20	-2,24	4,55	4,92	-3,42	8,511	3,61	12,23
Уральский (юг)	4,62	-1,41	7,90	6,38	1,95	11,116	5,57	2,77
Сибирский (юго-запад)	2,24	1,11	-1,50	5,06	3,37	1,866	4,56	-1,44
Сибирский (юго-восток)	1,66	-2,80	4,90	-0,68	1,33	3,76	0,21	-2,98
Дальневосточный (юг)	1,16	-1,06	-2,59	-4,46	-4,03	-2,486	-8,42	-2,95

За последние три десятилетия увеличилось количество выпавших осадков в мае – июне и за весенний период на территории Приволжского и Южного федеральных округов.

Наличие разнонаправленных трендов температуры и осадков для отдельных месяцев как на территории областей, краев, республик, так и на территории крупных регионов обуславливает достаточно сложную картину реакции сельского хозяйства на динамику климатических условий последних десятилетий.

Результаты и обсуждение

Рассмотрим результаты расчетов оценок изменения продуктивности при изменении климата за последние десятилетия на территории зернопроизводящих регионов России. Обусловленные климатом изменения урожайности за период современного потепления, начиная с 70-х годов прошлого века, представлены в табл. 8. За период с 1975 г. по 2006 г. урожайность всех зерновых и зернобобовых культур и ярового ячменя в результате изменений климата росла практически на всей ЕТ России, на Урале, в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке и снижалась в центральных и северных регионах Центрального ФО. Анализируя полученные оценки, можно сделать вывод, что урожайность зерновых и зернобобовых культур выросла при наблюдаемых изменениях климата за период с 1975 г. по 2006 г. на 3-18% (табл. 8) в основных земледельческих регионах. Наиболее вероятные оценки изменения урожайности для территории Поволжья и юга ЕТ России колеблются в диапазоне от +1 до +3,8% за десять лет.

Прошедший тридцатилетний период был благоприятными по агрометеорологическим условиям для озимой пшеницы, урожайность которой выросла во всех регионах ее возделывания. При этом максимальные темпы прироста урожайности озимой пшеницы наблюдаются в Поволжье и на Северном Кавказе.

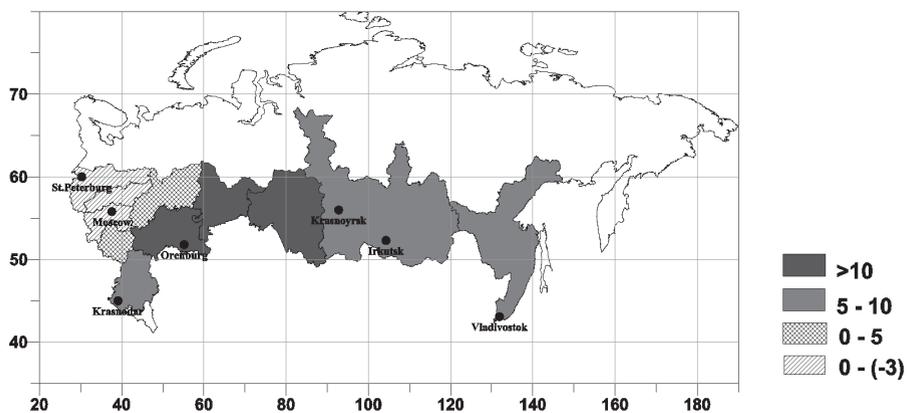
На рис. 2 представлено пространственное распределение рассчитанных климатообусловленных трендов (% за 30 лет) урожайности зерновых и зернобобовых культур (рис. 2а) и озимой пшеницы (рис. 2б) по крупным регионам всей земледельческой зоны РФ за три десятилетия с 1975 по 2006 гг.

Наряду с обобщенными региональными оценками, представленными выше, могут быть получены оценки по отдельным областям, краям, республикам. В качестве примера в табл. 9 и табл. 10 представлены оценки климатообусловленной урожайности зерновых и зернобобовых культур для 10 основных регионов их производства (табл. 9) и озимой пшеницы – для 8 регионов (табл. 10).

Оценки коэффициентов множественной корреляции (R) уравнений регрессии (1) для расчета среднеобластной урожайности зерновых и зернобобовых культур, ярового ячменя и озимой пшеницы

Регион	Оценки изменений урожайности		Доля объясненной дисперсии, D, %
	ц/га/10 лет	% /10 лет	
Зерновые и зернобобовые в целом			
Северо-западный (юг)	-0,08	-0,58	32,4
Центральный (север)	-0,076	-0,74	27,9
Центральный (центр)	-0,141	-0,99	37,0
Центральный (юг)	0,240	1,32	48,2
Приволжский (север)	0,131	0,98	52,3
Приволжский (юг)	0,513	3,77	64,3
Южный	0,456	2,27	60,1
Уральский (юг)	0,749	5,63	41,3
Сибирский (юго-запад)	0,710	5,92	29,6
Сибирский (юго-восток)	0,207	1,72	34,8
Дальневосточный (юг)	0,228	2,00	26,5
Озимая пшеница			
Центральный (север)	0,191	1,46	32,7
Центральный (центр)	0,097	0,57	29,8
Центральный (юг)	0,338	1,52	32,9
Приволжский (север)	0,808	4,75	60,1
Приволжский (юг)	1,532	8,66	65,1
Южный	0,621	2,67	48,7
Яровой ячмень			
Северо-западный (юг)	-0,02	-0,14	36,60
Центральный (север)	-0,060	-0,56	17,0
Центральный (центр)	-0,065	-0,43	36,0
Центральный (юг)	0,052	0,28	47,6
Приволжский (север)	0,292	2,00	47,2
Приволжский (юг)	0,522	3,70	58,8
Южный	0,298	2,01	60,8
Уральский (юг)	0,193	1,36	48,3
Сибирский (юго-запад)	0,159	1,30	27,5
Сибирский (юго-восток)	0,219	1,89	26,2
Дальневосточный (юг)	0,228	1,98	26,5

a)



б)

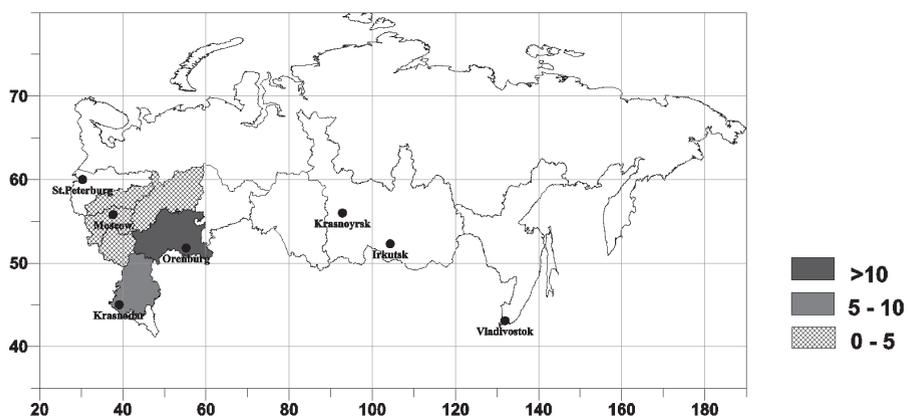


Рис. 2. Динамика (тренд) климатообусловленной урожайности зерновых и зернобобовых культур (а) и озимой пшеницы (б) (% по отношению к средней урожайности за период 1975-2006 гг.)

Таблица 9

**Климатообусловленные изменения урожайности зерновых
и зернобобовых в целом для основных зернопроизводящих
республик, краев и областей РФ, вызванные
изменениями климата с 1975 по 2006 гг.**

Край, область, республика	Приращения урожайности		Доля объясненной дисперсии, D	
	ц/га/10 лет	%/10 лет	I ¹⁾	II ²⁾
Алтайский край	0,23	2,20	55,6	66,2
Оренбургская	0,51	5,24	46,5	75,7
Ростовская	0,17	0,90	59,0	72,9
Саратовская	0,70	6,34	61,6	75,7
Омская	0,45	3,68	60,1	53,1
Волгоградская	0,61	4,81	55,2	80,8
Краснодарский край	0,23	0,67	36,6	52,1
Ставропольский край	1,13	4,93	73,1	73,3
Башкортостан	0,23	2,20	57,5	63,5
Татарстан	0,51	5,24	53,3	80,5
Среднее по указанным субъектам РФ	0,48	3,62	55,5	69,4

Примечание: I¹⁾ – классическое уравнение регрессии, II²⁾ – уравнение регрессии для первых разностей

Таблица 10

**Климатообусловленные изменения урожайности озимой пшеницы
для основных зернопроизводящих республик, краев и областей РФ,
вызванные изменениями климата с 1975 по 2006 гг.**

Край, область, республика	Приращения урожайности		Коэффициент корреляции, R	Посевная площадь, тыс. га
	ц/га/10 лет	%/10 лет		
Ростовская	0,88	3,64	0,911	1140
Краснодарский край	3,86	10,50	0,710	1076
Ставропольский край	2,75	11,28	0,710	1508
Волгоградская	0,65	2,80	0,861	897
Саратовская	2,50	14,9	0,858	616
Воронежская	0,43	1,84	0,750	422
Пензенская	1,91	11,58	0,886	226
Тамбовская	0,41	1,97	0,693	274

Примечание: R – коэффициент множественной корреляции уравнений регрессии (1) для расчета изменений урожайности

Заключение

Проведенный анализ позволяет заключить, что тенденция к повышению урожайности зерновых и зернобобовых культур, озимой пшеницы и ярового ячменя на территории РФ, обусловившая положительные линейные тренды урожайности за период 1975-2006 гг., в определенной мере может быть объяснена улучшением климатических условий за этот период. Выполненные расчеты показали, что на большей части территории земледельческой зоны РФ наблюдаемые изменения климата за последние 30 лет обусловили тенденцию к росту урожайности сельскохозяйственных культур: для зерновых и зернобобовых до 17%, озимой пшеницы до 26%, ярового ячменя до 6%. В то же время, в Северо-западном ФО и на части территории Центрального ФО тенденция к снижению урожайности, обусловленная изменениями климата, оценивается величиной порядка 0,2-1,0% за 10 лет.

Вместе с тем, необходимо иметь в виду, что эти оценки получены для современного агротехнического уровня сельскохозяйственного производства без учета возможности его адаптации к наблюдаемым и ожидаемым изменениям климата. Исследования последних лет показали, что потенциал адаптации сельского хозяйства к современному потеплению климата достаточно велик (Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008; Сиротенко, 2007).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00458, № 09-05-13519. №09-05-97507).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Доклад Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2007 год: ежегод. интернет-издание. 2008. URL: <http://climatechange.ru>.

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

Растянкин В. Г., Дерюгина И. В. 2009. Урожайность хлебов в России. 1795–2007. М.: ИВ РАН. 191 С.

Сиротенко О. Д., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Абашина Е. В., Павлова В. Н. 2007. Современные климатические изменения теплообеспеченности, увлажненности и продуктивности агросферы России. Метеорология и гидрология № 8. С. 90–103.

Сиротенко О. Д. 2007. Методы оценки изменений климата для сельского хозяйства и землепользования. Методическое пособие. М. 77 С.

Lobell D. B., Field C. B. 2007. Global scale climate–crop yield relationships and the impacts of recent warming. Environ. Res. Lett. V. 2. P. 1–7.

ВЛИЯНИЕ УРБАНИЗАЦИИ И ЗИМНИХ ПОГОДНЫХ АНОМАЛИЙ НА ЧИСЛЕННОСТЬ ПОПУЛЯЦИЙ И БИОРАЗНООБРАЗИЕ ШМЕЛЕЙ

**В. В. Ясюкевич¹), Е. А. Давидович²), Н. В. Ясюкевич³),
Л. Е. Ривкин⁴), А. А. Рудкова¹)**

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

⁴) Россия, 125363 Москва, Штурвальная ул., д. 7, корп. 2. Средняя школа № 1056

Реферат. Проведен учет численности и биоразнообразия шмелей (*Bombus*, *Apidae*, *Hymenoptera*) и их гнездовых паразитов – шмелей-кукушек (*Psithyrus*, *Apidae*, *Hymenoptera*) в городе Москве (антропогенный (городские кварталы) и относительно естественный, «малоурбанизированный» ландшафты) и на территории Приокско-Террасного государственного природного биосферного заповедника. Показано, что в антропогенном городском ландшафте количество видов шмелей снижается (за 20 лет с 13 до 6 видов), а в малоурбанизированном городском ландшафте и на территории заповедника остается высоким и неизменным (14 и 16 видов соответственно). Причины резкого сокращения численности и биоразнообразия шмелей в городских антропогенных ландшафтах заключаются в росте антропогенной нагрузки на биоценозы, в первую очередь, в разрушении типичных для шмелей биотопов и замещение последних окультуренными городскими биотопами, малопригодными для жизнедеятельности этих полезных и красивых насекомых. Рекомендуется создание небольших энтомологических заказников на неосвоенных городских территориях. Действие неблагоприятных климатических факторов проявилось после зимы 2006-2007 гг., которая характеризовалась аномальными по длительности оттепелями, нарушившими нормальный ход зимовки. Это привело к снижению численности и биоразнообразия шмелей на всех исследованных территориях. В 2008 г. негативные тенденции усилились, хотя зима 2007-2008 гг. не сопровождалась столь значительными аномалиями. В 2009 г. выявились тенденции к восстановлению численности и показателей биоразнообразия шмелей.

Ключевые слова. *Bombus*, *Psithyrus*, шмели, шмели-кукушки, численность, биоразнообразие, антропогенный ландшафт, неосвоенные городские территории, заповедные условия, зимние оттепели.

INFLUENCE OF URBANIZATION AND WINTER WEATHER ANOMALIES ON ABUNDANCE AND BIODIVERSITY OF BUMBLE BEES

V. V. Yasjukevich¹), E. A. Davidovich²), N. V. Yasjukevich³),
L. E. Rivkin⁴), A. A. Rudkova¹)

¹) Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, v1959@yandex.ru

²) CNSHB of Russian Academy of Agrarian Sciences, 3B, Orlikov per., 107139 Moscow, Russia

³) The Russian state agrarian university - MSHA K. A. Timirjazeva's name, 49, Timirjazevskaja str., 127550 Moscow, Russia

⁴) High school №1056, 7, a building 2, Shturvalnaja str., 125363 Moscow, Russia

Abstract. Changes of number of their populations and characteristics of a biodiversity can serve as integrating parameters of a condition of an environment as reduction of these parameters testifies to increase of a level of environmental contamination and destruction биотопов in which the given kinds live. Bumble bees – group of the insects having the big practical value. Their role as pollinator many wild-growing and cultural plants is great, interest to their use as pollinator in conditions of the protected ground has amplified. The abundance and biodiversity of bumble bees (*Bombus*, *Apidae*, *Hymenoptera*) and their nest parasites cuckoo bees (*Psithyrus*, *Apidae*, *Hymenoptera*) in the city of Moscow (within anthropogenic and natural (non-urbanized) landscapes) and at the territory of the Prioksko-Terrasny state wildlife biosphere reserve have been assessed. It was shown that within the anthropogenic urban landscape a number of bumble bee species declined (from 13 to 6 species over 20 years), while within the natural urban landscape and at the territory of the reserve it remains unchangeable and high (14 and 16 species, respectively). The reasons for the abrupt reduction in the abundance and biodiversity of bumble bees within the urban anthropogenic landscapes are increasing anthropogenic pressure on the ecosystems, primarily disruption of biotopes typical for the bumble bees and substitution of them with the urbanized biotopes, which are not suitable for the life activity of these useful and nice insects. The establishment of small entomological reserves within yet unreclaimed urban territories is recommended. Action of adverse climatic factors was showed after winter 2006-2007 which was characterized by abnormal thawing weather on the duration, broken a normal course of wintering. It has led to decrease in number and a biodiversity of bumblebees in all investigated territories. In 2008 negative tendencies have amplified, though the winter 2007-2008 was not accompanied by so significant anomalies. In 2009 tendencies to restoration of number and parameters of a biodiversity of bumblebees have come to light.

Keywords. *Bombus*, *Psithyrus*, bumble bees, cuckoo bees, population, biodiversity, anthropogenic landscape, unreclaimed urban territories, winter thawing weather.

Введение

Наряду с определением концентраций загрязняющих веществ, важнейшим аспектом мониторинга окружающей среды является контроль состояния популяций животных и растений, а также видового состава биоценозов (мониторинг биоразнообразия). Уменьшение количества видов, снижение численности их популяций в большинстве случаев свидетельствует о повышении уровня загрязнения окружающей среды и разрушении биотопов, в которых данные виды животных и растений обитают. Таким образом, изменение численности популяций и характеристик биоразнообразия может служить интегрирующими показателями состояния окружающей среды. В данном контексте нами проведен учет численности и биоразнообразия шмелей (*Bombus*, *Apidae*, *Hymenoptera*) и их гнездовых паразитов шмелей-кукушек (*Psithyrus*, *Apidae*, *Hymenoptera*) в городе Москве и на территории Приокско-Террасного государственного природного биосферного заповедника.

Шмели (*Bombus*, *Apidae*, *Hymenoptera*) – группа насекомых, имеющих большое практическое значение. Очень велика их роль как опылителей многих дикорастущих и культурных растений (Гребенников, Гребенников, 1983; Гребенников, 1984; Афиногенов, Золотарева, 1988; Мадебейкин, 1997, 2002; Богатырев, 2001; Ченикалова, Чаплыгин, 2004; Stubbs, Drummond, 2001; Drobna, Ptacek, 2003). Шмели используются как опылители в условиях защищенного грунта, где они демонстрируют высокую эффективность и способствуют повышению урожайности (Зарецкий, Пужевич, 1996; Бейтелар, 1997; Богатырев, 2001; Хоменков, 2005; Стратьев, 2006; Navez, 1990; Dag, Kammer, 2001). Разработаны и описаны в литературе методики лабораторного разведения шмелей с целью использования их в теплицах для опыления выращиваемых там растений, существуют специализированные фирмы, производящие шмелиные семьи на продажу. (Комиссар, Миронов, 1993; Богатырев, 2001; Ащеулов, 2003; Пономарев, 2004; Хоменков, 2005; Weber, 1990; Wu Jie et al., 2005).

По сравнению с медоносными пчелами, шмели как опылители имеют ряд преимуществ. Их хоботок гораздо длиннее, что незаменимо для растений, имеющих глубокий венчик. Фуражировочные полеты шмелей начинаются по времени суток раньше, чем у пчел, а заканчиваются позже. Дождливая и ветреная погода в меньшей степени, чем пчел, ограничивает их активность. Шмели летают при более низкой температуре, чем медоносные пчелы. От цветка к цветку

шмели перемещаются также быстрее (Мадебейкин, 2004; Пономарев, 2004; Ченикалова, 2005; Vozek, 2003;).

Недостатком шмелей как опылителей можно считать то, что их семьи относительно малочисленны. Крупные семьи шмелей в конце сезона могут насчитывать несколько сотен особей, тогда как в семье медоносных пчел могут жить многие сотни тысяч рабочих (Дожди-ков, 1990). И, наконец, шмели, как и многие другие крупные и красивые насекомые, имеют большое эстетическое значение.

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. Москвы)). Эта территория представляет собой хороший пример постепенной урбанизации местности. В конце 60-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 70-х годов деревни были выселены, а дома сломаны, заполнение свалок прекратилось. На этих местах 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. К концу 80-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.

В конце 70-х – начале 80-х годов на территории микрорайона «Нагатино» проводились сборы шмелей. По коллекционному материалу и дневниковым записям был проведен ретроспективный анализ, позволивший установить количество видов и их численность для указанного периода времени. Эти данные в настоящей публикации приняты за базовый уровень.

Весной (с конца апреля по начало июня) 2000-2009 гг. проводился учет шмелей по перезимовавшим самкам. Численность оценивалась по балльной системе:

- xxxx – вид обилен
- xxx – обычен
- xx – редок
- x – единичные находки
- - не обнаружен.

Для сравнения аналогичные учеты были проведены в 2002-2009 годах в Приокско-Террасном заповеднике, а также в 2004-2009 годах на территории Нагатинской поймы (так и не созданный парк «Нагатинская пойма», левый берег р. Москвы). Приокско-Террасный заповедник является по своим макроклиматическим условиям эталонной для Москвы территорией, а Нагатинская пойма, отделенная от МО «Нагатинский затон» руслом р. Москвы являет собой пример вкрапления неосвоенной территории в городскую застройку, в которой сохранились луго-пойменные биотопы с лесными участками (основная лесобразующая порода – ива).

Результаты

Как следует из приведенных в таблице 1 данных, на территории МО «Нагатинский затон» в конце 70-х – начале 80-х годов зарегистрировано 12 видов шмелей. Пять из них (*B. hortorum* L., *B. hypnorum* L., *B. agrorum* F., *B. lapidarius* L., *B. derhamellus* Kby.) были вполне обычными для данной местности а два вида (*B. lucorum* L. и *B. terrestris* L.) встречались в большом количестве. Остальные виды отмечались редко или единично. В других районах Москвы, кроме указанных в таблице видов, были в разные годы пойманы *B. solstitialis* Pz. и *B. tristis* Seidl., а в пределах Московской области – *B. semenoviellus* Skorikov, *B. consobrinus* Dhlb. и *B. muscorum* F. Подробные исследования в Московской области, кроме территории Приокско-Террасного заповедника, не проводились.

Спустя два десятилетия, в 2000 году, количество видов сократилось на четверть, не отмечены виды, встречавшиеся ранее в единичных экземплярах, однако, обнаружен вид (*B. soroensis* F.), не встречавшийся в сборах конца 70-х – начала 80-х годов. Таким образом, в 2000 году на территории МО «Нагатинский затон» зарегистрировано 9 видов шмелей. Численность шмелей значительно сократилась. Большая часть обычных видов перешла в категорию редких. Обычными же остались лишь два вида, которые ранее были наиболее многочисленными: *B. lucorum* и *B. terrestris*. Редкие и встречавшиеся единично виды исчезли.

В 2001 г. в категории обычных остался один вид - *B. terrestris*. *B. derhamellus* отмечен в единичных экземплярах, остальные перешли в категорию редких. В 2002 г. все виды, кроме *B. terrestris*, ставшего редким, отмечались единично, *B. derhamellus* исчез совсем. *B. soroensis* в сборах указанных лет не отмечен. В 2003 г. численность *B. terrestris*, *B. lucorum*, *B. hypnorum* и *B. pratorum* несколько возросла по сравнению с предыдущим годом (см. таблицу 1), но *B. hortorum* отмечен не был. Число зарегистрированных во время учетов видов составляло соответственно 8, 7 и 7. В 2004 г. число видов сократи-

лось до 6. Доминирующим видом по-прежнему является *B. terrestris*, редкими – *B. lucorum* и *B. lapidarius*. *B. agrorum*, *B. pratorum* и *B. hypnorum* встречались единично. В 2005 г. количество выявленных видов возросло до 7 (вновь отмечен *B. hortorum*), но все виды, кроме *B. terrestris*, встречались единично. В 2006 г. выявлено 8 видов (вновь отмечен *B. derhamellus*), но все, кроме *B. pratorum*, в единичных находках. Таким образом, тенденция к уменьшению численности шмелей в 2001-2006 гг. продолжала сохраняться, большая часть видов перешла в категорию единично встречающихся. Количество выявляемых при учетах видов варьировало от 6 до 8.

С жизнью шмелей тесно связано существование их гнездовых паразитов – шмелей-кукушек (род *Psithyrus*) (Мадебейкин, 1998). Сокращение их видового состава и численности еще более существенно, чем их хозяев-шмелей (табл. 1). Из 4 ранее встречавшихся видов шмелей-кукушек на территории МО «Нагатинский затон» в 2000 г. удалось обнаружить лишь 1 вид (*P. bohemicus*), встречавшийся единично. Однако, в 2001 г. вновь появились *P. barbutellus* и *P. rupestris*, также в единичных находках. В 2002 г. ситуация была аналогична 2000 г., а в 2003 г., кроме стабильно встречающегося *P. bohemicus*, вновь был отмечен *P. rupestris*. В 2004 г. на исследуемой территории шмели-кукушки выявлены не были. В 2005 г. отмечен *P. bohemicus*, а в 2006 г. – *P. rupestris*.

Для сравнения аналогичные учеты в 2002-2009 гг. были проведены на территории Приокско-Террасного государственного природного биосферного заповедника, расположенного на южной границе Московской области недалеко от города Серпухов (табл. 2). В 2002 г. в заповеднике было выявлено 9 видов шмелей, шмели-кукушки не обнаружены. В 2003 г. обнаружено 10 видов шмелей и 2 вида шмелей-кукушек. Наиболее многочисленным оказался *B. agrorum*. В категорию обычных видов в 2002 г. попал только один *B. lucorum*, а в 2003 г. три вида – *B. lucorum*, *B. terrestris* и *B. pratorum*. Среди шмелей-кукушек обычным, как и в городе, был *P. bohemicus*. В 2004 г. в Приокско-Террасном заповеднике выявлено 12 видов шмелей и 2 вида шмелей-кукушек. Обнаружен не встречавшийся в учетах прежних лет редкий вид *B. schrencki*. Среди шмелей-кукушек обычным, был *P. bohemicus*. *P. campestris* встречался в единичных экземплярах. В 2005 г. было выявлено 15 видов шмелей и 4 вида шмелей-кукушек. Этот год характеризуется наибольшей численностью шмелей: наиболее многочисленными оказались *B. agrorum* и *B. pratorum*. Необычно возросла численность *B. distinguendus* и *B. subterraneus*, встречавшихся как ранее, так и в последующие годы в единичных находках. В 2006 г. численность шмелей несколько снизилась, но был выявлен не отмечавшийся ранее вид *B. subbaicalensis*.

Численность шмелей на территории Приокско-Террасного заповедника в 2002-2006 гг. оставалась высокой, сохранились виды, исчезнувшие в Москве, в процессе урбанизации территории МО «Нагатинский затон».

В Нагатинской пойме в 2004-2006 гг. было обнаружено 14 видов шмелей, в основном тех же, что и на территории МО «Нагатинский затон» (табл. 3). В числе прочих видов были обнаружены *B. silvarum*, *B. subterraneus*, *B. equestris* и *B. distinguendus*, давно не отмечавшиеся на близлежащей территории МО «Нагатинский затон».

2007 год характеризовался резким снижением численности шмелей на всех трех исследованных территориях. На территории МО «Нагатинский затон» было выявлено 11 видов шмелей и 2 вида шмелей-кукушек, все в единичных экземплярах. В Приокско-Террасном заповеднике в 2007 г. было выявлено 15 видов шмелей (не обнаружен *B. proteus*) и 2 вида шмелей-кукушек (не обнаружены *P. campestris* и *P. barbutellus*) против 16 и 4 видов в предшествующем году. Из 15 видов шмелей только 2 были отнесены к категории редких (*B. agrorum* и *B. terrestris*), остальные встречались, как и шмели-кукушки, единично. В Нагатинской пойме в 2007 г. было обнаружено 13 видов шмелей (не найден *B. tristis*), все в единичных находках и 2 вида шмелей-кукушек (единичные находки).

В 2008 г. депрессия численности шмелей усилилась. На территории МО «Нагатинский затон» было выявлено 9 видов шмелей и 1 вид шмелей-кукушек, все также в единичных экземплярах. В Приокско-Террасном заповеднике в 2008 г. было выявлено 9 видов шмелей (не обнаружены *B. hortorum*, *B. lapidarius*, *B. derhamellus*, *B. subterraneus latreillellus*, *B. distinguendus*, *B. tristis*, *B. proteus*) и 2 вида шмелей-кукушек (не обнаружены *P. campestris* и *P. barbutellus*). В Нагатинской пойме в 2008 г. было отмечено 11 видов шмелей (не найдены *B. equestris*, *B. distinguendus*, *B. silvarum*, *B. soroensis*, *B. tristis*), все в единичных находках и 2 вида шмелей-кукушек – *P. bohemicus* и *P. rupestris* (единичные находки).

В 2009 г. на всех трех исследованных территориях при небольшом увеличении количества выявленных видов произошло существенное повышение численности популяций шмелей по сравнению с 2007 и, особенно, 2008 гг.

Обсуждение

Результаты учета шмелей и их гнездовых паразитов – шмелей-кукушек в жилом районе Москвы выявили явную тенденцию к уменьшению количества видов и численности популяций этих полезных насекомых. Так, если в конце 70-х – начале 80-х гг. XX века на территории МО «Нагатинский затон» обитало 12 видов шмелей (а, с уче-

том обнаруженного в 2000 г. *B. soroensis*, то и 13). Два из них были обильными, 5 – обычными. На этих видах шмелей паразитировало 4 вида шмелей-кукушек, 1 из которых встречались обычно, а 2 редко. За 2000-2004 гг. количество видов шмелей сократилось от 9 до 6, шмелей-кукушек регистрируется не более 3 видов, а в 2004 г. не было ни одного. Снизилась общая численность шмелей, большая часть обычных или обильных видов стала встречаться редко, редкие виды встречаются единично, а виды, встречавшиеся ранее единично, исчезли совсем. Шмели-кукушки встречаются только единично. В 2005-2009 гг. выявлялось от 7 до 11 видов шмелей. Увеличение числа видов в 2007 г. до 11 вряд ли может считаться фактором, свидетельствующем об улучшении условий обитания этих насекомых в городе. Два вида (*B. silvarum* и *B. subbaicalensis*, не отмечавшийся ранее на этой территории) обнаружены на Коломенской набережной, в районе Нагатинского гидроузла, а третий (*B. subterraneus*) – на Нагатинской набережной, отделенной только рекой от Нагатинской поймы. Вполне логично предположить, что имел место залет насекомых с сохранившихся относительно незатронутыми территориями. Впервые для городских кварталов Москвы отмечены *B. subbaicalensis* и *B. schrencki*. Первый из них ранее был известен только по сборам из Московской области, а второй – из Кузьминского и Битцевского лесопарков (Березин, Бейко, 1998; Berezin et al., 1995).

Эти наблюдения подтверждают ранее установленные закономерности изменения биоразнообразия и численности, связанные с ростом 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 конце 70-х – начале 80-х гг. XX в. и в 2000 г. на исследуемой территории в жилой застройке Москвы содоминировали два наиболее экологически пластичных вида – *B. lucorum* и *B. terrestris*. По данным 2001-2005 гг. и 2009 г. доминировал *B. terrestris*, оставшийся единственным в категории обычных по численности. Этот вид характеризуется еще и устойчивостью (наряду с *B. lucorum*) к загрязнению биотопов солями тяжелых металлов (Kosior, Nosek, 1987), что может означать повышение уровня загрязнения окружающей среды в последние годы. В 2006 г. доминировал *B. hypnorum*, в 2007-2008 гг. все виды отмечались в единичных находках.

В Приокско-Террасном заповеднике за 2001-2009 гг. было обнаружено 16 видов шмелей и 4 вида шмелей-кукушек. Доминантом на данной территории является *B. agrorum*. Это отличие от учетов в городе является вполне естественным, так как указанный вид при-

урочен, в основном, к лесным биотопам. По данным наблюдений за период 2001-2006 гг. снижения численности и биоразнообразия шмелей в Приокско-Террасном заповеднике не выявлено. К особенностям фауны шмелей заповедника относятся: большая численность доминирующего вида, наличие достаточного количества видов с высокой численностью, обнаружение крайне малочисленных видов, которые исчезли в антропогенных ландшафтах, значительная численность гнездовых паразитов – шмелей-кукушек. Те же особенности присущи данным учета шмелей, полученным в Нагатинской пойме, где за 2004-2009 гг. выявлено 14 видов шмелей и 2 вида шмелей-кукушек.

2007 и, особенно, 2008 гг. характеризуются снижением численности и биоразнообразия шмелей на всех трех исследовательских полигонах. Причиной столь резкого падения 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 погодные аномалии зимы 2006-2007 гг. На рис. 1 видно, что зима 2006-2007 гг. характеризуется беспрецедентными по длительности за последние 10 лет оттепелями. Первый безморозный период наблюдался с 20 ноября по 18 декабря при максимуме среднесуточной температуры $6,4^{\circ}\text{C}$ и минимуме $2,3^{\circ}\text{C}$. Второй – с 1 по 19 января при $6,8^{\circ}\text{C}$ и $0,3^{\circ}\text{C}$ (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 падала до $-21,0^{\circ}\text{C}$ (22 февраля).

Зимой 2007-2008 гг. более или менее существенных погодных аномалий не было, но снижение численности и биоразнообразия шмелей в 2008 г. усугубилось. В этом году число видов шмелей в заповеднике стало таким же, как и в городских кварталах Москвы. Зимой 2008-2009 гг. наблюдалась только одна оттепель с 28 ноября по 9 декабря с максимумом среднесуточной температуры $7,7^{\circ}\text{C}$ и минимумом $0,5^{\circ}\text{C}$. В дальнейшем в течение зимы погодных аномалий не отмечалось. В 2009 г. выявились тенденции к восстановлению численности и показателей биоразнообразия шмелей.

Косвенным подтверждением факта негативного влияния зимних погодных аномалий является то, что аналогичное снижение 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 упомянутых выше территориях, но и в других районах Москвы и Московской области.

Видовой состав и численность шмелей на территории муниципального округа «Нагатинский затон» города Москвы

Вид	Данные конца 70-х – начала 80-х гг.	Данные 2000 г.	Данные 2001 г.	Данные 2002 г.	Данные 2003 г.	Данные 2004 г.	Данные 2005 г.	Данные 2006 г.	Данные 2007 г.	Данные 2008 г.	Данные 2009 г.
<i>Bombus</i> Latr.											
1. <i>B. lucorum</i> L.	× × × × ×	× × × ×	× × ×	× × × ×	× × ×	× × ×	× ×	× ×	× ×	× ×	× ×
2. <i>B. terrestris</i> L.	× × × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × ×	× ×	× ×	× ×	× ×
3. <i>B. hortorum</i> L.	× × × ×	× × ×	× × ×	× × ×	-	-	× ×	× ×	× ×	× ×	× ×
4. <i>B. hypnorum</i> L.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×
5. <i>B. agrorum</i> F.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×
6. <i>B. lapidarius</i> L.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×
7. <i>B. derhamellus</i> Kby.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	-	-	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×
8. <i>B. pratorum</i> L.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×
9. <i>B. equestris</i> F.	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10. <i>B. subterraneus</i> latreillellus Kby.	×	-	-	-	-	-	-	-	×	×	-
11. <i>B. distinguendus</i> F.Mor.	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12. <i>B. silbarum</i> L.	×	-	-	-	-	-	-	-	×	-	-
13. <i>B. sorocensis</i> F.	-	×	-	-	×	-	-	-	-	-	×
14. <i>B. subbaicalensis</i> Vogt	-	-	-	-	-	-	-	-	×	-	-
15. <i>B. schrencki</i> F.Mor.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×
<i>Psithyrus</i> Lep.											
1. <i>P. bohemicus</i> Seidl.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×
2. <i>P. campestris</i> Pz.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×
3. <i>P. barbutellus</i> Kirby	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×
4. <i>P. rufestris</i> F.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×
Количество видов шмелей/кукушек	12/4	9/1	8/3	7/1	7/2	6/0	7/1	8/1	11/2	9/1	10/1

Обозначения: ×××× – вид обилен; ××× – обилен; ×× – редок; × – единичные находки; - – не обнаружен

**Видовой состав и численность шмелей на территории Приокско-Террасного
государственного природного биосферного заповедника**

Вид	Данные 2002 г.	Данные 2003 г.	Данные 2004 г.	Данные 2005 г.	Данные 2006 г.	Данные 2007 г.	Данные 2008 г.	Данные 2009 г.
<i>Bombus</i> Latr.								
1. <i>B. agrorum</i> F.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× ×	× ×	× × ×
2. <i>B. lucorum</i> L.	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	×	×	×
3. <i>B. terrestris</i> L.	×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	× × ×	×	× ×
4. <i>B. pratorum</i> L.	× ×	× × × ×	× × × ×	× × × ×	×	×	×	×
5. <i>B. soroensis</i> F.	×	× ×	× ×	×	×	×	×	×
6. <i>B. schrencki</i> F. Mor.	-	-	× ×	× ×	×	×	×	×
7. <i>B. hortorum</i> L.	×	-	×	×	×	×	-	-
8. <i>B. hypnorum</i> L.	-	× ×	×	×	×	×	×	× ×
9. <i>B. lapidarius</i> L.	× ×	×	×	×	× × ×	×	-	×
10. <i>B. derhamellus</i> Kby.	-	× ×	×	×	× × ×	×	-	×
11. <i>B. subterraneus latreillellus</i> Kby.	×	×	×	× × ×	×	×	-	×
12. <i>B. distinguendus</i> F. Mor.	×	×	×	× × ×	×	×	-	×
13. <i>B. silvarum</i> L.	-	-	-	×	×	×	×	-
14. <i>B. tristis</i> Seidl	-	-	-	×	×	×	-	-
15. <i>B. proteus</i> Gerst.	-	-	-	×	×	-	-	-
16. <i>B. subbaicalensis</i> Vogt	-	-	-	-	×	×	×	-
<i>Psithyrus</i> Lep.								
1. <i>P. bohemicus</i> Seidl.	-	× × × ×	× × × ×	× × × × ×	× × × ×	×	×	× ×
2. <i>P. campestris</i> Pz.	-	×	×	×	×	-	×	×
3. <i>P. barbutellus</i> Kirby	-	-	-	× × ×	×	-	-	-
4. <i>P. rufestris</i> F.	-	-	-	× × × ×	×	×	-	× ×
Количество видов шмелей/кукушек	9/0	10/2	12/2	15/4	16/4	15/2	9/2	11/3

Обозначения: ××××× – вид обилел; ××× – обилел; ×× – редок; × – единичные находки; - – не обнаружен

**Видовой состав и численность шмелей на территории
Нагатинской поймы (город Москва)**

Вид	Данные 2004 г.	Данные 2005 г.	Данные 2006 г.	Данные 2007 г.	Данные 2008 г.	Данные 2009 г.
Bombus Latr.						
1. <i>B. terrestris</i> L.	××××	××××	××××	×	×	×××
2. <i>B. lapidarius</i> L.	××××	×××	××××	××	×	××
3. <i>B. lucorum</i> L.	×××	×××	×××	×	×	×
4. <i>B. derhamellus</i> Kby.	×××	×××	×××	×	×	×
5. <i>B. agrorum</i> F.	××	××	×	×	×	×
6. <i>B. tristis</i> Seidl.	×	×	×	-	-	-
7. <i>B. hortorum</i> L.	×	×	×	×	×	×
8. <i>B. hypnorum</i> L.	×	×	×	×	×	×
9. <i>B. pratorum</i> L.	×	×	×	×	×	×
10. <i>B. equestris</i> F.	×	×	×	×	-	-
11. <i>B. distinguendus</i> F. Mor.	×	×	×	×	-	-
12. <i>B. subterraneus</i> latreillellus Kby.	×	×	×	×	×	×
13. <i>B. silvarum</i> L.	×	×	×	×	-	-
14. <i>B. soroensis</i> F.	-	-	×	×	-	-
Psithyrus Lep.						
1. <i>P. bohemicus</i> Seidl.	-	×	×	-	×	×
2. <i>P. campestris</i> Pz.	-	-	-	-	-	-
3. <i>P. barbutellus</i> Kirby	-	-	-	-	-	-
4. <i>P. rupestris</i> F.	-	-	-	×	×	×
Количество видов шмелей/кукушек	13/0	13/1	14/1	13/1	9/2	9/2

Обозначения: ×××× – вид обилен; ××× – обычен; ×× – редок;
× – единичные находки; - - не обнаружен

Особого рассмотрения требует анализ биоразнообразия шмелей. По данным М. В. Березина и В. Б. Бейко (1998), в черте Москвы обнаружен 21 вид шмелей, а в Московской области – 22 вида. Однако, это общие данные по всему городу и области. В отдельных же районах Москвы, по данным того же источника, выявляется от 7 до 16 видов, причем в антропогенных ландшафтах количество видов шмелей существенно ниже, чем в парках, лесопарках и на городских окраинах. Таким образом, отмеченные нами 13 видов для Нагатинского затона (за весь период изучения этой местности), 14 видов для Нагатинской поймы и 16 видов для Приокско-Террасного заповедника достаточно полно представляют фауну шмелей этих весьма ограниченных в сравнении с общей площадью Москвы и Московской области районов. Сравнение с

масштабами биоразнообразия шмелей в других исследованных в этом отношении регионах России подтверждает эту точку зрения. Так, в Пензенской области обнаружено 24 вида шмелей и 3 вида шмелей-кукушек (Стойко, Аникин, 2001), в Ставропольском крае – 23 вида шмелей (Ченикалова, 2003а, б, 2005), в Орловской области – 15 вида шмелей и 2 видов шмелей-кукушек (Блинников и др., 2000), в Башкирии – 35 видов шмелей (Степанова, 1999), на территории Поволжья – 37 видов шмелей (Ефремова, 1989), в Калужской области – 38 видов (Голубева, 2003), Удмуртии – 22 вида шмелей и 7 видов шмелей-кукушек (Борисов, 2004). В Республике Молдова обитает 23 вида шмелей и 5 видов шмелей-кукушек (Андреев и др., 1991). Фауна шмелей Национального природного парка «Деснянско-Старогутский» (Украина, Сумская область) насчитывает 18 видов шмелей и 7 видов шмелей-кукушек (Дугина, Шушурак, 2007). Для регионов, где исследования шмелей проводились многие десятки лет, отмечены тенденции к сокращению биоразнообразия. Так, Д. В. Панфиловым (1957) в Московской области был отмечен 31 вид шмелей, а исследованиями, проведенными М. В. Березиным и В. Б. Бейко (1998) в 1981-1998 гг. выявлено только 22 вида. В Чувашии видовой состав шмелей сократился с 30 (70-е гг. XX в.) до 16 видов (начало XXI в.) (Мадебейкин, 2004).

И. Б. Коновалова (2007) исследовала фауну шмелей Западного региона Украины до 1961 г. (по литературным и коллекционным данным) и в 2000-2006 гг. (собственные сборы). Было выявлено 27 видов шмелей и 7 видов шмелей-кукушек и 28 видов шмелей и 5 видов шмелей-кукушек соответственно. Примечательно, что в сборах 2000-2006 гг. не обнаружались *B. mesomelas*, *B. fragrans*, *B. argillacius*, *B. cullumanis*, *B. armeniacus* и *P. quadricolor*, но были выявлены виды, неизвестные для фауны данного региона (*P. norvegicus*, *B. schrenki*, *B. jonellus*, *B. gerstaeckeri*, *B. flavidus*, *B. semenoviellus*), причем последние 3 вида отмечены для Украины впервые. Также отмечается значительное снижение биоразнообразия шмелей в окрестностях крупных городах, например, Львова – с 22 до 11 видов – и на землях с интенсивным хозяйственным использованием.

В Европейской части СССР выявлено 72 вида шмелей, а всего в СССР – около 125 видов. Точки, где проводились сборы шмелей, показаны на рис. 2 (Панфилов, 1981).

Заключение

Причины резкого сокращения численности и биоразнообразия шмелей в городских условиях заключаются, прежде всего, в росте антропогенной нагрузки на биоценозы. Значительно выросла загазованность городского воздуха, все меньше остается мест, пригодных для обитания шмелей. Большой вред популяциям шмелей наносит

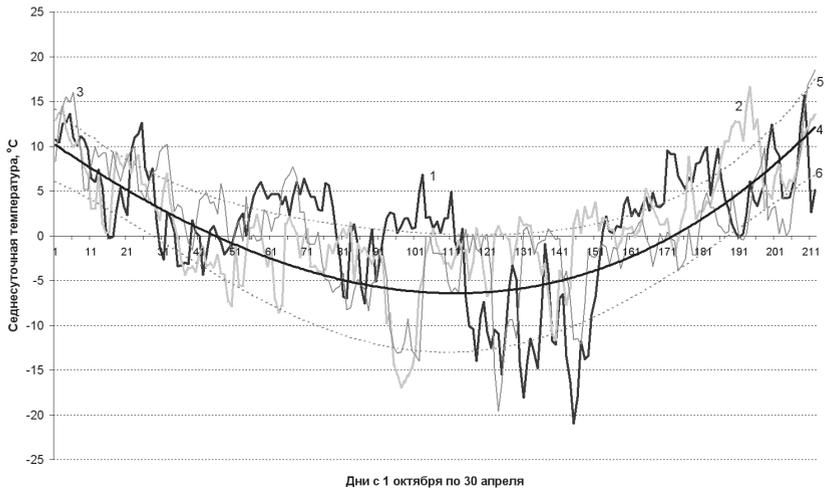


Рис. 1. Погодные аномалии зим 2006-2007 гг., 2007-2008 гг. и 2008-2009 гг. Обозначения: ход среднесуточной температуры воздуха с 1 октября 2006 г. по 30 апреля 2007 г. (1); ход среднесуточной температуры воздуха с 1 октября 2007 г. по 30 апреля 2008 г. (2); ход среднесуточной температуры воздуха с 1 октября 2008 г. по 30 апреля 2009 г. (3); сглаженные средние значения среднесуточной температуры с 1 октября по 30 апреля за 1999-2009 гг. (4); сглаженные верхняя (5) и нижняя (6) границы интервала $\pm s$, где s – стандартное отклонение.

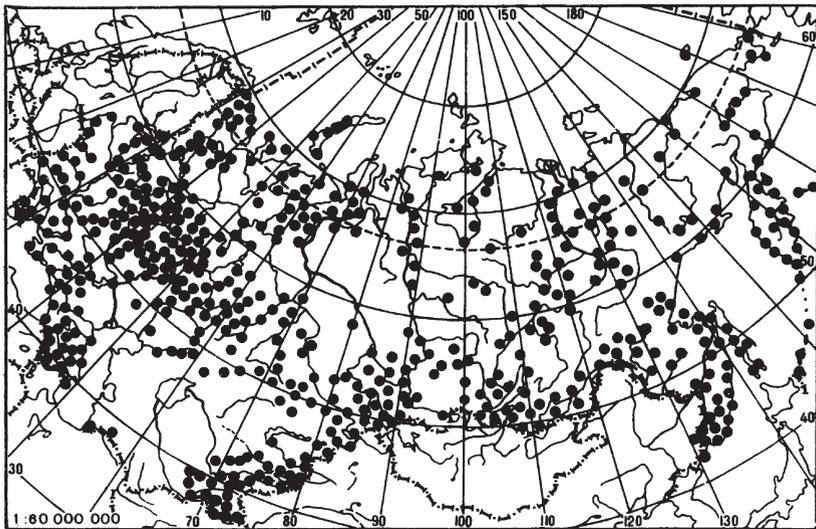


Рис. 2. Точки, где проводились сборы шмелей на территории бывшего СССР (Панфилов, 1981)

ставшее систематическим скашивание газонов. Наряду со злаками, которые можно и нужно косить, работники коммунального хозяйства скашивают цветущие клевер, донник и другие насекомоопыляемые растения, лишая шмелей их пищи. На клумбах высаживаются растения, высоко декоративные, но малопригодные для питания шмелей, например, бархатцы, петуния и многие другие. Окультуривание газонов и скверов ведет к тому, что все меньше остается мест, пригодных для гнездования. По окончании вегетационного периода растительные остатки сгребаются с поверхности почвы, а затем вывозятся на свалки или сжигаются на месте. Это приводит к гибели многих насекомых (не только шмелей), зимующих в подстилке. Лишение почвы ее естественного теплоизолятора способствует более легкому промораживанию, что повышает гибель насекомых, зимующих в почве, в том числе и шмелей. Участвовавшие в последние годы затяжные зимние оттепели ведут к повышенной гибели зимующих самок, а длительные майские похолодания наряду с аномально теплой погодой в апреле приводят к гибели самок-основательниц и молодых неокрепших гнезд. Совокупность действия этих неблагоприятных факторов и приводит к тому, что численность шмелей в городе резко снижается, а менее экологически пластичные виды исчезают совсем. Проведенные в Нагатинской пойме, окруженной со всех сторон оживленными городскими магистралями, исследования свидетельствуют о том, что химическое загрязнение окружающей среды в городе хотя и значительно, но еще не достигло критической для шмелей величины. Основной причиной исчезновения шмелей в антропогенных ландшафтах является разрушение типичных для них биотопов и замещение последних окультуренными городскими биотопами, малопригодными для жизнедеятельности этих полезных и красивых насекомых. Опасным фактором оказались затяжные зимние оттепели, которые и в заповедных условиях оказались самым губительным образом.

Для сохранения биоразнообразия и численности шмелей необходимо создавать заказники, где будут ограничены всевозможные виды хозяйственной и «окультуривающей» деятельности человека. Принципы функционирования таких заказников давно сформулированы специалистами (Гребенников, Гребенников, 1980; Иванов, Самохвалова, 1993; Ченикалова, 2000; Богатырев, 2001), но в практическом отношении и в настоящее время достигнуто очень мало. В создавшихся условиях особое значение приобретает создание в городских условиях заказников, где не скашивались бы цветущие медоносы, не уничтожались бы растительный опад и старые трухлявые деревья. Несомненно, город должен выглядеть аккуратно, но эти места могут быть специальным образом обозначены с объяснением того, для чего они оставлены в первозданном виде. Основой для такого энтомологического заказника может быть территория Нагатинской поймы или хотя бы ее часть.

Благодарность

Авторы сердечно благодарят доктора физико-математических наук Э. Я. Ранькову за предоставление климатической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А. В., Стратан В. С., Патрашку В. И. 1991. Шмели и шмеликушки (Hymenoptera, Apoidea: *Bombus* Latr., *Psithyrus* Lep.) фауны Республики Молдова. Изв. АН Республики Молдова. Биол. и хим. Науки. Т. 3. С. 33-37.
- Афиногенов А. З., Золотарева С. Н. 1988. Опыление растений шмелями в Западной Сибири. В кн.: Биологические основы использования полезных насекомых. М.: С. 216-218.
- Ащеулов В. И. 2003. Разведение шмелей лабораторным способом для опыления овощных культур закрытого грунта. Материалы международной научной конференции «Состояние и проблемы научного обеспечения овощеводства защищенного грунта». М.: С. 17-20.
- Бейтелар К. 1997. Влияние температуры, регуляторов роста и шмелей на урожай баклажанов. Мир теплиц. № 2. С. 25-26.
- Березин М. В., Бейко В. Б. 1998. Видовое разнообразие шмелей (Hymenoptera, Apoidea, *Bombus*) большого города (на примере Москвы). В кн.: Научные исследования в зоологических парках. М.: Вып. 10. С. 89-102.
- Блинников В. И., Наумкин В. П., Куликов Н. И. 2000. Шмели Орловской области. В кн.: Сборник научных трудов по пчеловодству. Вып. 4. С. 1001-115.
- Богатырев Н. Р. 2001. Прикладная экология шмелей. Новосибирск.: Изд-во гор. Центра развития образования. 158 С.
- Борисов В. В. 2004. Эколого-фаунистические исследования шмелиных (Apoidea, *Bombinae*) Удмуртии и перспективы их использования в качестве опылителей. Материалы научно-практической конференции «Современные технологии в пчеловодстве» (13-15 октября 2003 г.). Рыбное: С. 67-68.
- Голубева Г. В. 2003. Адаптивные возможности редких видов шмелей в биоценозах Калужской области. Доклады ТСХА/Моск. с.-х. акад. Вып. 275. С. 433-436.
- Гребенников В. С., Гребенников С. В. 1980. Усиление популяций шмелей в условиях пригорода. Пчеловодство. № 4. С. 21-22.
- Гребенников В. С., Гребенников С. В. 1983. Использование шмелей на опылении клевера красного. В кн.: Использование пчел для опыления сельскохозяйственных культур. М.: Колос. С. 75-79.
- Гребенников В. С. 1984. Шмели – опылители клевера. М.: Россельхозиздат. 62 С.
- Дождиков А. А. 1990. Данные по экологии гнездования шмелей. Экология. № 2. С. 82-84.
- Дугина Е. Н., Шешурак П. Н. 2007. К фауне пчел (Hymenoptera, Apoidea) Национального природного парка «Деснянско-Старогутский» (Сумская область, Украина). В кн.: Исследования по перепончатокрылым насекомым. Сборник научных работ. М.: Товарищество научных изданий КМК. С. 128-135.
- Ефремова З. А. 1988. Влияние антропогенных факторов на современное обилие шмелей и их зонально-ландшафтное распределение в Поволжье. В кн.: Охрана животных в Среднем Поволжье. Куйбышев: С. 37-42.
- Ефремова З. А. 1989. Современное население шмелей разных ландшафтных зон Поволжья. В кн.: Защита растений и охрана природы в Татарской АССР. Т. 4. С. 85-86.
- Зарецкий Н. Н., Пужевич М. С. 1996. Пчелы и шмели в теплицах. Пчеловодство. № 2. С. 23-25.
- Иванов Е. С., Самохвалова Т. П. 1993. Охрана опылителей в Рязанской области. Пчеловодство. № 9. С. 36-37.

- Комиссар А. Д., Миронов Г. А. 1993. Новая биотехнология разведения шмелей. Пчеловодство. № 5-6. С. 42-43.
- Коновалова И. Б. Фауна шмелей (Hymenoptera, Apidae, Bombus) Западного региона Украины: изменение в её структуре и в распространении отдельных видов. В кн.: Исследования по перепончатокрылым насекомым. Сборник научных работ. М.: Товарищество научных изданий КМК. С. 136-144.
- Мадебейкин И. Н. 1997. Использование шмелей для повышения урожайности сельскохозяйственных культур. В кн.: Аграрный сектор экономики Чувашии в XX веке: преобразования, проблемы и перспективы. Чебоксары: С. 197-202.
- Мадебейкин И. Н. 1998. Шмели-кукушки. Пчеловодство. № 2. С. 61.
- Мадебейкин И. Н. 2002. Шмели в семеноводстве клевера красного. Пчеловодство. № 2. С. 56-57.
- Мадебейкин И. Н. 2004. Фауна и биоэкология шмелей агроценозов Северо-восточной части Приволжской возвышенности. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. биол. наук. М.: Рос. гос. аграрн. заочн. ун-т. 18 С.
- Мельцер Н. А., Соромотин А. В. 1998. Шмели (Insecta, Hymenoptera) как индикаторы антропогенной нагрузки в городах юга Западной Сибири. Экология. № 5. С. 414-416.
- Панфилов Д. В. 1957. Шмели (Bombidae) Московской области. В кн.: Ученые записки МГПИ им. В. П. Потемкина. Вып. 65. С. 191-219.
- Панфилов Д. В. 1981. Карта 91. Род *Bombus* Latreille, 1802. В кн.: Ареалы насекомых Европейской части СССР Атлас. Карты 73-125. Под ред. К. Б. Городкова. Л.: Наука. С. 22.
- 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.
- Степанова Р. К. 1999. К фауне шмелей (*Bombus*, Apidae) Башкортостана. В кн.: Фауна и флора Республики Башкортостан: проблемы их изучения и охраны. Уфа: С. 61-65.
- Стойко Т. Г., Аникин С. Н. 2001. Программа по изучению шмелей и шмелей-кукушек: методические рекомендации. Пенза: Пензенский гос. пед. ун-в. им. В. Г. Белинского. 24 С.
- Стратьев О. А. 2006. Научное обоснование эколого-технологических приемов повышения продуктивности пасленовых культур в условиях защищенного грунта Саратовской области. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. с.-х. наук. Саратов: Саратовский гос. аграрн. ун-т им. Н. И. Вавилова. 22 С.
- Хоменков Б. Д. 2005. Теплицам России – российских шмелей. Гавриш. № 3. С. 22-33.
- Хоменков Б. Д. 2005. Перспективы опыления огурцов шмелями. Гавриш. №6. С. 25-26.
- Ченикалова Е. В. 2000. Система биотехнических мероприятий по охране природных опылителей сельскохозяйственных культур. В кн.: Защита и карантин растений. Ставрополь: С. 39-44.
- Ченикалова Е. В. 2003а. Шмели Ставрополя и их охрана. В кн.: Заповедное дело России: принципы, проблемы, приоритеты. Материалы Международной научной конференции, посвященной 75-летию Жигулевского государственного природного заповедника им. Спрыгина. Жигулевск, Бахилова Поляна, 4-8 сентября 2002 г. Бахилова Поляна: Т. 2. С. 405-406.
- Ченикалова Е. В. 2003б. Степные шмели. Пчеловодство. № 3. С. 59.
- Ченикалова Е. В. 2005. Дикie Пчелины Ставрополя, их эффективность и охрана в агроландшафтах. Ставрополь: Агрус. 111 С.
- Ченикалова Е. В., Чаплыгин М. П. 2004. Шмели – опылители подсолнечника в зоне неустойчивого увлажнения Ставропольского края. В кн.: Проблемы экологии и защиты растений в сельском хозяйстве. Ставрополь: Ставропольский гос. аграрн. университет. С. 202-203.
- Berezin M. V., Beiko V. B., Berezina N. V. 1995. Bumble bees of the Moscow region. Entomologist's monthly magazine. V. 131, № 11. P. 259-268.
- Bozek M. 2003. Pollen efficiency and foraging by insect pollinators in three catnip (*Nepeta L.*) species. J. apic. Sc. V.47, № 2. P. 19-23.

Dag A., Kammer Y. 2001. Comparison between the effectiveness of honey bee (*Apis mellifera*) and bumble bee (*Bombus terrestris*) as pollinators of greenhouse sweet pepper. *Am. Bee J.* V. 141, № 6. P. 447-448.

Drobna J., Ptacek V. 2003. Experience with bumblebees as pollinators in the regeneration of the genetic resources of some forage legumes. *J. apic. Sc.* V.47, № 1. P. 31-36.

Kosior A., Nosek A. 1987. Species composition and number of bumble bees *Bombus* Latr. in the areas influenced by emission from non-ferrous metalworks in the Silesian Upland. *Zaklad ochrony przyrody i zasobow naturalnych polskiej Akademii Nauk, Studia Natural.* V. 31, № 3. P. 81-89.

Navez B. 1990. Pollinisation par bourdons. *Fruits Legumes.* V. 79. P. 48-51.

Stubbs C. S., Drummond F. A. 2001. *Bombus impatiens* (Hymenoptera: Apidae): an alternative to *Apis mellifera* (Hymenoptera: Apidae) for lowbush blueberry pollination. *J. econ. Entomol.* V. 94, № 3. P. 609-616.

Weber D. 1990. Praktische Erfahrungen bei der Aufzucht von Hummelvolkern für Bestäubungszwecke in geschlossenen Räumen. *Wiss. Z. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg. Math.-Naturwiss. Reihe. B.* 39, № 5. S. 3-7.

Wu Jie; Peng Wenjun; An Jiandong; Guo Zhanbao; Tong Yueming; Li Jilian. 2005. Techniques for year-round rearing of *Bombus terrestris* L. (Hymenoptera, Apoidea) in China. *J.apic.Sc.* V. 49, № 1. P. 65-69.

МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННЫХ АРЕАЛОВ ЛЕСНЫХ ДРЕВЕСНЫХ ПОРОД НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И ИХ ВАРИАЦИЙ ПРИ ВОЗМОЖНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА

М. Д. Корзухин¹⁾, Ю. Л. Цельникер

¹⁾Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, mdkorz@comtv.ru

Реферат. Эколого-физиологическая модель была применена для расчета первичной продукции (*NPP*) восьми видов лесных деревьев в 2460 географических точках на территории бывшего СССР. Использовались данные гидрометеорологических наблюдений часового разрешения по температуре и дефициту влажности воздуха, облачности, а также суточная сумма осадков. Производные факторы – фотосинтетически активная радиация (ФАР), температура почвы и влажность почвы были найдены с помощью соответствующих субмоделей (в субмодели для влажности почвы использовались уникальные данные многолетних измерений испарения). Основные модельные параметры находились поиском наилучшего совпадения наблюдаемого и расчётного ареалов каждой породы деревьев. Соответствие расчётных и фактических значений *NPP* и ареалов оказались в целом удовлетворительными, кроме как для ели и лиственницы. Проведен модельный эксперимент с изменением температуры воздуха и концентрации CO₂ ([CO₂]) по сценариям, соответствующим двум стабилизационным категориям, предложенным в Четвертом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата – МГЭИК: ($\delta T = +2^{\circ}\text{C}$, [CO₂] = 420 ppm) и ($\delta T = +3^{\circ}\text{C}$, [CO₂] = 527,5 ppm).

В среднем, при первом сценарии *NPP* возрастает на 21%, а при втором – на 59%. Изменения границ равновесных ареалов при обоих сценариях оказались сходными. Южные границы ареалов меняются мало. Для дуба, клёна, ясеня и липы северная граница сдвигается в Карелию и Архангельскую область, а восточная – на восток. Берёза, лиственница, ель и сосна распространяются на восток и – на севере Сибири – в зону тундры.

Ключевые слова. Территория бывшего СССР, изменения климата, чистая первичная продукция, современные ареалы, берёза повислая и пушистая (*B. pendula* и *B. pubescens*), лиственница (*Larix ssp.*), ель европейская и сибирская (*P. abies* и *P. obovata*), сосна обыкновенная, кедровый стланик и кедр сибирский (*P. sylvestris*, *P. pumila* и *P. sibirica*), дуб черешчатый (*Quercus robur*), клён остролиственный (*Acer platanoides*), ясень обыкновенный (*Fraxinus excelsior*), липа мелколистная (*Tilia cordata*).

MODEL ANALYSIS OF PRESENT RANGES FOR FOREST TREE SPECIES IN RUSSIA AND THEIR CHANGES UNDER TWO CLIMATIC SCENARIOS

*M. D. Korzukhin*¹⁾, *Yu. L. Tselniker*

¹⁾Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovskaya str., 107258 Moscow, Russia, mdkorz@comtv.ru

Abstract. An ecophysiological model was applied to *NPP* calculations for eight forest tree species and 2460 locations within the territory of the former Soviet Union. Meteorological data of hourly resolution on air temperature, vapor pressure deficit and cloudiness, and daily precipitation records were used. Values of secondary factors (soil water content, soil temperature and photosynthetically active radiation – PHAR) were derived with sub-models. Unique long-term monitoring data on evaporation were employed in soil vapor content calculations. Model parameters were found through fitting the model range to presently observed range of each species. This yielded satisfactory coincidence of calculated and observed *NPP* values and ranges for all species except spruce and larch. A model experiment was conducted with changes in air temperature and CO₂ concentration adopted from two stabilization categories presented by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) in its Forth Assessment Report: ($\delta T = +2^{\circ}\text{C}$, [CO₂] = 420 ppm) and ($\delta T = +3^{\circ}\text{C}$, [CO₂] = 527,5 ppm). On average, *NPP* rose by 21% and by 59% for the first and the second scenario, respectively. Changes in equilibrium ranges were quite similar for both scenarios. For all the species, shifts of southern range boundary were minor. Northern boundary of oak, maple, ash and lime ranges shifted towards Karelia and Archangelsk region, while eastern boundaries shifted eastward. Birch, larch, spruce and pine shifted eastward and, in the northern Siberia, expanded to tundra.

Key words. Ex-USSR territory, climate change, net primary production, present range, birch (*B. pendula* and *B. pubescens*), larch (*Larix ssp*), spruce (*P. abies* and *P. obovata*), pine (*P. sylvestris*, *P. pumila* and *P. sibirica*), oak (*Quercus robur*), maple (*Acer platanoides*), ash (*Fraxinus excelsior*), lime (*Tilia cordata*).

Введение

Мы продолжаем модельный анализ реакции растительности на возможные изменения климата (начало серии Корзухин и др., 2008; Корзухин, Цельникер, 2009). В обширной литературе на эту тему объектами анализа являются элементы растительного покрова разных уровней – от отдельных видов и фитоценозов через растительные зоны, и до покрова в целом. Нашим объектом, как и ранее, были от-

дельные виды – наиболее типичные лесные породы России и стран СНГ. Используется модель, принадлежащая к уже традиционно используемому типу для такого рода задач, а именно, претендующая на описание механизмов, управляющих процессами; как правило, отдельные блоки моделей устроены просто и используют полуэмпирические зависимости, но конструкция в целом бывает довольно сложной. После нахождения параметров модели для каждого вида (подгонкой к наблюдаемым ареалам), мы применяем два равновесных климатических сценария с совместным изменением температуры воздуха и концентрации CO_2 . Отслеживались как сдвиги ареалов, так и изменения средних по ареалу значений чистой (нетто) продуктивности.

Объекты

Объектами моделирования были три хвойных и пять лиственных лесных пород: виды лиственницы (*Larix ssp*), ель европейская и сибирская (*Picea abies*, *P. obovata* и *P. ajanensis*), сосна обыкновенная, кедровый стланик и кедр сибирский (*P. sylvestris*, *P. pumila* и *P. sibirica*), клён остролистный (*Acer platanoides*), берёза поникшая и пушистая (*Betula pendula* и *B. pubescens*), ясень европейский (*Fraxinus excelsior*), дуб черешчатый (*Quercus robur*), липа мелколистная (*Tilia cordata*). Эти породы являются преобладающими в составе бореальных лесов, причём три из них – берёза, ель и сосна распространены по всей территории лесов Восточной Европы и Сибири, лиственничные леса имеются только в Сибири; четыре оставшиеся лиственные породы растут в Европейской части России (ареал липы заходит за Урал). Наблюдаемые ареалы распространения изучаемых видов были взяты по Соколов и др. (1977) и из «Атлас...» (1988).

Метод

Эколого-физиологическая модель (подробно изложена в Корзухин и др., 2008; Корзухин, Цельникер, 2009). Удельная нетто-ассимиляция листа находится по биохимической модели Фаркуара (Farquhar et al., 1980), затем находится нетто-продуктивность среднего дерева A_{nettree} , и, окончательно, – насаждения

$$NPP = L \times A_{\text{nettree}}, \quad (1)$$

где L – листовая поверхность полога (находится согласованием наблюдаемых и расчётных значений NPP). Вводится величина критического значения ассимиляции, A_{crit} , ниже которой вид расти не может.

Климатические данные. Модель оперирует шестью метеорологическими (экологическими) факторами, влияющими на депонирование углерода:

Q – интенсивность фотосинтетически активной радиации (ФАР), $\text{мкмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$; T – температура воздуха, $^{\circ}\text{C}$; D – дефицит влажности воздуха, гПа ; T_s – температура почвы (бралась равной T), $^{\circ}\text{C}$; W – абсолютный запас доступной влаги в почве, мм ($100 \text{ м}^3 \text{ м}^{-3}$); C_a – концентрация CO_2 в воздухе [CO_2], ppm (млн^{-1}). Величина C_a задавалась сценарно, D и T брались по данным измерений в 2460 пунктах (местах расположения метеостанций) на территории СНГ, Q находилась по эмпирическим формулам (Барашкова и др., 1981), учитывающим балл облачности (подробное описание источников данных см. в приведённых выше работах). Все величины для каждой станции были усреднены по всему сроку наблюдения, с получением траекторий для одного года, $\text{JD} = 1..365$, JD – Юлианский день.

Модель испарения и влажности почвы. Влажность почвы W входит как один из аргументов в функцию устьичной проводимости. Годичная траектория W находилась из простой модели динамики почвенной влаги и испарения:

$$W(\text{JD}+1) = W(\text{JD}) + \text{Prec}(\text{JD}) - E(\text{JD}) - \text{Perc}(\text{JD}).$$

Здесь Prec – осадки, E – испарение, Perc – сток и просачивание в грунтовые воды, всё в мм день^{-1} . Prec является заданной величиной, E находилось по выбранной модели испарения, Perc зависит от W как

$$\text{Perc}(\text{JD}) = \begin{cases} 0 & \text{при } W(\text{JD}) < W_{\text{fc}}, \text{ и} \\ W(\text{JD}) - W_{\text{fc}} & \text{в противном случае} \end{cases}$$

Величина $S(\text{JD}) = W(\text{JD}) - W_{\text{fc}}$ представляет собой избыток влаги сверх полевой влагоёмкости W_{fc} (field capacity, параметр модели) и формирует поверхностный сток. При $W(\text{JD}+1) > W_{\text{fc}}$ полагаем $W(\text{JD}+1) = W_{\text{fc}}$.

Функция $E = E(W, W_{\text{fc}})$ была выбрана в простейшей форме, обычной для описания испарения (прежде всего в глобальных моделях):

$$E(W, W_{\text{fc}}) = \begin{cases} E_{\text{pot}} \times W / W_{\text{fc}} & \text{при } W < W_{\text{fc}}, \text{ и} \\ E_{\text{pot}} & \text{в противном случае} \end{cases}$$

где E_{pot} – испаряемость, вычисляемая обычным образом:

$$E_{\text{pot}}(T, U) = \rho(T) \times g(U) \times [e_{\text{sat}}(T) - e_{\text{air}}] / P.$$

Здесь U – скорость ветра, м с^{-1} , ρ – плотность сухого воздуха, кг м^{-3} , g – проводимость на пути «поверхность–атмосфера», м день^{-1} , $e_{\text{sat}}(T_a)$ – давление насыщенного водяного пара при данной темпера-

туре (на поверхности воды), e_{air} – давление пара в воздухе, P – атмосферное давление, всё в гПа.

Функция проводимости $g(U)$ находилась по данным декадных измерений E_{pot} , e_{air} , U на 82 метеостанциях на территории России за 1987-2007 гг. (всего около 25000 единичных измерений). Полученная регрессионная формула

$$g(U) = g_1 + g_2 \times U, \quad g_1 = 199,7 \text{ м день}^{-1} (2,31 \text{ мм с}^{-1}), \quad g_2 = 78,3, \quad R^2 = 0,82$$

использовалась для нахождения испарения и траектории $W(\text{JD})$ для каждой из 2460 станций. Средняя полевая влагоёмкость была оценена по данным Vinnikov and Yeserkepova (1991), $W_{\text{fc}} = 233$ мм. Интегральным контролем правильности расчётов была близость к литературным результатам распределения значений испарения по широте (Hack et al., 2006; Oleson et al., 2008) и средней по всем станциям траектории $W(\text{JD})$ (Robock et al., 2000; Haibin et al., 2006; Oleson et al., 2008).

Нахождение видовых параметров. Для каждого из восьми видов деревьев задавался прямоугольник, охватывающий наблюдаемый ареал распространения. Для каждой станции в прямоугольнике находилось значение NPP и причислялось к одному из четырёх классов (n_k – число станций в соответствующем классе):

- 1 – станция находится внутри ареала и $NPP > NPP_{\text{crit}}$, т.е. точка – обитаема (n_1);
- 2 – станция находится внутри ареала и $NPP \leq NPP_{\text{crit}}$, т.е. точка – необитаема (n_2);
- 3 – станция находится вне ареала и $NPP > NPP_{\text{crit}}$, т.е. точка – обитаема (n_3);
- 4 – станция находится вне ареала и $NPP \leq NPP_{\text{crit}}$, т.е. точка – необитаема (n_4).

Число станций внутри ареала равно, очевидно, $n_1 + n_2$. Модель тем лучше описывает наблюдаемый ареал, чем меньше невязка $\delta = n_2 + n_3$ («неправильные» точки), и описание идеально при $\delta = 0$. Естественно находить видовые параметры модели из условия ($RD =$ «range displacement»)

$$RD \rightarrow \min, \quad (2)$$

что и было реализовано.

Вариации климата. Осуществлялись следуя двум «Стабилизационным категориям» II и IV IPCC (Working Group II ..., 2007, таб.5.1); взяты середины прогнозируемых интервалов, для температуры конца XX века сделана поправка $+0,6^\circ\text{C}$ относительно базового значения

(Climate Change 2001, 2001). В результате для первого сценария вариации климата $\delta T = +2^\circ\text{C}$, $[\text{CO}_2] = 420$ ppm, для второго $\delta T = +3^\circ\text{C}$, $[\text{CO}_2] = 527,5$ ppm; ниже для удобства сценариям присвоены индексы S0 (базовый), S2, S4.

Температура воздуха и концентрация CO_2 являются параметрами модели Фаркуара; T определяет также сроки начала и конца вегетации и влияет на дефицит влажности воздуха. При использовании модели в долгосрочных прогнозах температурные зависимости реакций фотосинтеза считаются неизменными. Относительно долговременного влияния изменившихся концентраций CO_2 существует определённый набор мнений и наблюдений, результат которых на настоящий момент для наших целей таков, что рост концентрации CO_2 приведёт к увеличению фиксации углерода (продуктивности), которое не компенсируется некоторым уменьшением удельной производительности фотосинтетического аппарата. Реакция устьичной проводимости неопределённо и в модельных работах игнорируется. Систематическое изучение проблемы производится, в частности, в долговременной серии натуральных экспериментов в рамках программы FACE – Free Air CO_2 Enrichment. Некоторые представительные ссылки см. в таблице 1.

Чтобы унифицировать разрозненные данные о росте продуктивности деревьев при росте концентрации CO_2 , мы нашли по литературным данным коэффициент bgf («biotic growth factor»), связывающий относительный прирост продуктивности A с приростом $[\text{CO}_2]$ – таблица 1:

$$\frac{A(C_0 + dC) - A(C_0)}{A(C_0)} = bgf \times dC.$$

Здесь C – концентрация CO_2 , $C_0 = 360$ ppm; продуктивность измерялась или скоростью ассимиляции листа, $\text{мкмоль м}^{-2} \text{с}^{-1}$, или приростом биомассы особи, г год^{-1} ; dC обычно находилась в пределах 200–360 ppm.

Таблица 1

Удельный прирост относительной продуктивности деревьев при увеличении $[\text{CO}_2]$ по ряду источников

bgf, ppm^{-1}	Комментарий	Источник
$0.5 \cdot 10^{-3}$	модельный результат	Adams et al., 2004
$2.3 \cdot 10^{-3}$	FACE	Ainsworth and Rogers, 2007
$1.3 \cdot 10^{-3}$	FACE, экосистема	DeLucia et al., 1999
$1.4 \cdot 10^{-3}$	общее значение	El Maayar et al., 2006
$2.9 \cdot 10^{-3}$	pine forest	Ellsworth, 1999
$2.0 \cdot 10^{-3}$	общее значение	Matthews et al., 2007
$1.3 \cdot 10^{-3}$	10 видов деревьев, программа ECOCRAFT	Medlyn et al., 1999
$2.0 \cdot 10^{-3}$	общее значение	Norby et al., 1999
$2.0 \cdot 10^{-3}$	два вида деревьев	Riikonen et al., 2008
$1.7 \cdot 10^{-3}$	26 видов	Rogers and Humphries, 2000

Оценочный расчёт по нашей модели с вариацией $[\text{CO}_2]$ дал несколько большие значения коэффициента, $bgf = 3,2-5,9 \cdot 10^{-3}$, при среднем $4,1 \cdot 10^{-3}$. В то же время мы не встретили в модельных работах упоминания о введении каких-либо зависимостей параметров от долговременного изменения $[\text{CO}_2]$, поэтому было решено проводить сценарные расчёты с только с зависимостями, уже включёнными в модель Фаркуара.

Результаты

Параметры

Минимизацией функции (2) находились 12 существенных параметров модели (часть из них приведена в табл. 2), остальные были взяты из наших предыдущей работ (Корзухин и др. 2008; Корзухин, Цельникер 2009) – для *Larix*, *Picea*, *Pinus*, *Betula*, или назначены экспертным образом – для *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Tilia*.

Наиболее интересные из найденных параметров.

$V_{\text{cmax}25}$, ϕ , $g_{\text{sw}}^{\text{max}}$ – соответственно, максимальная скорость карбоксилирования, квантовая эффективность фотосинтеза и максимальная устьичная проводимость для H_2O , имеют типичные для изучаемых видов значения. В назначении этих параметров существует некоторая, иногда значительная степень свободы, возникающая из-за параметрического вырождения. В определённых пределах можно двигаться по оврагу практически без потери точности описания ареала, однако необходимость выбора параметров в физически разумных пределах делает задачу неформальной.

$V_{\text{cmax}25}$ взята в точке минимума (2), и несколько ниже средних значений, используемых в модельной литературе, что при необходимости может быть исправлено изменением двух других параметров.

T_{frost} – температура воздуха, ниже которой вид существовать не может (достигнутая хотя бы в один день в году). Изучаемые виды чётко распределились по значениям T_{frost} : четыре голарктических вида с ареалами в Европе и Азии имеют очень низкие значения (что говорит об отсутствии влияния со стороны T_{frost}), четыре лиственных вида с Европейскими ареалами – высокие значения (что говорит о влиянии T_{frost} на возникновение их северной границы распространения). Напомним, что модельный расчёт использует погоду одного усреднённого года, так что значения T_{frost} заведомо больше минимума, достигавшегося за время наблюдения на конкретной станции.

W_{wilt} – влажность завядания, получилась примерно вдвое меньше обычно приводимых значений (80-100 мм). Значения не могут быть поправлены изменением других параметров (возможные причины см. в Обсуждении).

A_{crit} – затраты углерода на возобновление листвы и проводящих органов, гС м⁻² год⁻¹. Эта величина задаёт критические границы для совокупности параметров климата, при которых данный вид может существовать. Потенциальный («экофизиологический») ареал поро- ды задаётся условием

$$A_{net} > A_{crit}.$$

Найденные значения L – листовой поверхности полога вполне реалистичны и лежат в пределах, даваемых для северной Евразии (Woodward et al., 1995; Chen et al., 1997); видимо, L несколько завышено для *Picea*. Следуя (1), удобно ввести величины $NPP_{crit} = L \times A_{crit}$, гС м⁻² год⁻¹.

Изменение ареалов и NPP при изменении климата

Ареалы. Численный результат подгонки модели к наблюдаемым ареалам приведён в таблице 3. Плохая точность описания для *Larix* объясняется большим числом «обитаемых» точек в юго-западной части Европейской части России вне наблюдаемого ареала, где лиственница хорошо растёт, но плохо воспроизводится (Усольцев, 2008), а также просто большей плотностью станций на юго-западе по сравнению с Сибирью; качество описания собственно ареала – хорошее (619 «обитаемых» точек из 666). Плохая точность для *Picea* возникает сразу из-за трёх несогласований: на южной границе ареала в Европейской части и западной Сибири, на Дальнем Востоке, и в северо-восточной Сибири. Для остальных шести видов качество описания удовлетворительно. Примеры даны для *Pinus*, *Betula* и *Quercus* (рис. 1, а-в). Для *Quercus*, как и для остальных трёх широколиственных пород, модель указывает характерную область обитания на северо-западе Европейской части России (в Карелии и Архангельской области) вне указанных ареалов. Причина отсутствия здесь этих видов неизвестна. Из всех этих пород только *Tilia* имеет ареал, заходящий восточнее Урала, но модель указывает здесь «необитаемые» точки.

Распространение зоны бореальной тайги в северную и северо-восточную Сибирь предсказывается глобальными прогнозными моделями растительности (Bala et al., 2005; Lucht et al., 2006).

Климатические сценарии S2 и S4 приводят к сравнительно однотипным сдвигам в ареалах пород (качественное описание в табл. 4, примеры для *Pinus*, *Betula* и *Quercus* на рис. 2, а-в). Замечательным образом, южная («засушливая») граница для всех пород изменяется слабо, общим является распространение лиственных видов в Краснодарском крае.

Таблица 2

Некоторые параметры модели, найденные подгонкой к наблюдаемым ареалам пород, а также $L = LAI$ полога насаждения и величина критической продуктивности, NPP_{crit} , задающая границу произрастания вида

Порода	$V_{сmax25}$, МКМОЛЬ М ⁻² С ⁻¹	φ , моль е ⁻ (мольФАР) ⁻¹	g_{sw}^{max} , МЛМОЛЬ М ⁻² С ⁻¹	T_{frost} , °С	W_{wilt} , ММ	A_{crit} , гС М ⁻² год ⁻¹	L , М ² М ⁻²	NPP_{crit} , гС М ⁻² год ⁻¹
<i>Larix</i>	28	0.080	50	-99	44	30	4.52	136
<i>Picea</i>	36	0.925	50	-46	44	17	7.69	132
<i>Pinus</i>	32	0.130	105	-56	52	30	3.57	107
<i>Acer</i>	42	0.185	90	-17.6	37	74	2.09	155
<i>Betula</i>	44	0.244	72	-54	30	60	2.95	177
<i>Fraxinus</i>	36	0.195	94	-15	49	57	2.43	139
<i>Quercus</i>	42	0.155	108	-17	40	74	2.24	166
<i>Tilia</i>	44	0.155	122	-18.3	37	72	2.14	154

Таблица 3

Число точек (метеостанций) с разным статусом. Причисление к «обитаемым» точкам производится при выполнении условия $NPP > NPP_{crit}$ (табл. 2), RD – точность описания. Обозначения n_k см. в разделе «Метод»

Порода	Точек в ареале, n_1+n_2	«Обитаемые» в ареале, n_1	«Необитаемые» в ареале, n_2	«Обитаемые» вне ареала, n_3	RD , n_2+n_3 ($RD/(n_1+n_2)$)
<i>Larix</i>	666	619	47	387	434 (65%)
<i>Picea</i>	970	874	96	193	289 (30%)
<i>Pinus</i>	1271	1164	107	96	203 (16%)
<i>Acer</i>	609	571	38	94	132 (22%)
<i>Betula</i>	1477	1416	61	73	134 (9%)
<i>Fraxinus</i>	529	489	40	47	87 (16%)
<i>Quercus</i>	571	522	49	82	131 (23%)
<i>Tilia</i>	690	631	59	68	127 (18%)

Таблица 4

Качественные изменения ареалов изучаемых пород при сценариях S2 и S4

Порода	Часть ареала или границы	Вид изменения
<i>Larix</i>	северно-восточная граница	расширение восточнее 170 меридиана
<i>Picea</i>	восточная граница	расширение восточнее 140-150 меридиана
<i>Pinus</i>	северная граница	расширение на север между 60 и 120 меридианами
<i>Acer</i>	северная и восточная границы	расширение на север и восток
<i>Betula</i>	северно-восточная граница	расширение на север и восточнее 170 меридиана
<i>Fraxinus</i>	северная и восточная границы	расширение на север и восток
<i>Quercus</i>	северная и восточная границы	расширение на север и восток
<i>Tilia</i>	северная и восточная границы	расширение на север и восток

Продуктивность (NPP). Средние по ареалу значения *NPP* подсчитывались для точек с $NPP > NPP_{crit}$. Найденные значения *NPP* для базового сценария S0 (табл. 5) вполне реалистичны и лежат в пределах, обычно даваемых для северной Евразии, причём это относится не только к средним значениям, но и к пространственным распределениям (Швиденко и др., 2008; Cao, Woodward, 1998; Cramer et al., 1999; Chen et al., 1997; El Maayar et al., 2006; Foley, 1995; Grace, 2004; Kolchugina, Vinson 1993; Luysaert et al., 2006; Woodward et al., 1995); возможно, *NPP* несколько занижено для *Pinus*. Определённо выделяются две группы – хвойные со сравнительно меньшей продуктивностью, и лиственные с большей. Слабое увеличение *NPP* при $dT = +2^{\circ}C$ объясняется противоположным действием температуры: её увеличение ускоряет ассимиляцию CO_2 , описываемую моделью Фаркуара, но увеличивает испарение и тем самым уменьшает запас доступной влаги.

Увеличение *NPP* при типичных климатических сценариях предсказывается глобальными прогнозными моделями растительности (Lucht et al., 2006; Matthews et al., 2005; Norby, Luo, 2004; Woodward, Lomas, 2004 и мн. др.), что естественно при заложенной в моделях росте скорости ассимиляции CO_2 . Общим является мнение, что основной прирост продуктивности растительности при прогнозируемых изменениях климата происходит за счёт прямого действия увеличенной $[CO_2]$ на скорость ассимиляции углерода (Bala et al., 2005; Cao, Woodward, 1998).

Таблица 5

Средние по ареалу каждого вида значения *NPP* для трёх стандартных климатических сценариев и для вариаций T и $[CO_2]$ по-отдельности. В скобках указано приращение *NPP* (%) относительно сценария S0

Порода	S0	S2	S4	$dT = +2^{\circ}C$	$[CO_2] = 420 \text{ ppm}$
<i>Larix</i>	211	231 (9.5)	305 (45)	231 (9.5)	257 (22)
<i>Picea</i>	271	298 (9.9)	417 (54)	264 (-2.6)	368 (36)
<i>Pinus</i>	239	307 (28)	424 (77)	242 (1.2)	313 (31)
<i>Acer</i>	315	384 (22)	496 (57)	329 (4.4)	388 (23)
<i>Betula</i>	346	434 (25)	585 (69)	366 (5.8)	427 (23)
<i>Fraxinus</i>	315	412 (31)	535 (70)	338 (7.3)	390 (24)
<i>Quercus</i>	312	373 (20)	464 (49)	327 (4.8)	374 (20)
<i>Tilia</i>	313	374 (19)	461 (47)	327 (4.5)	374 (19)

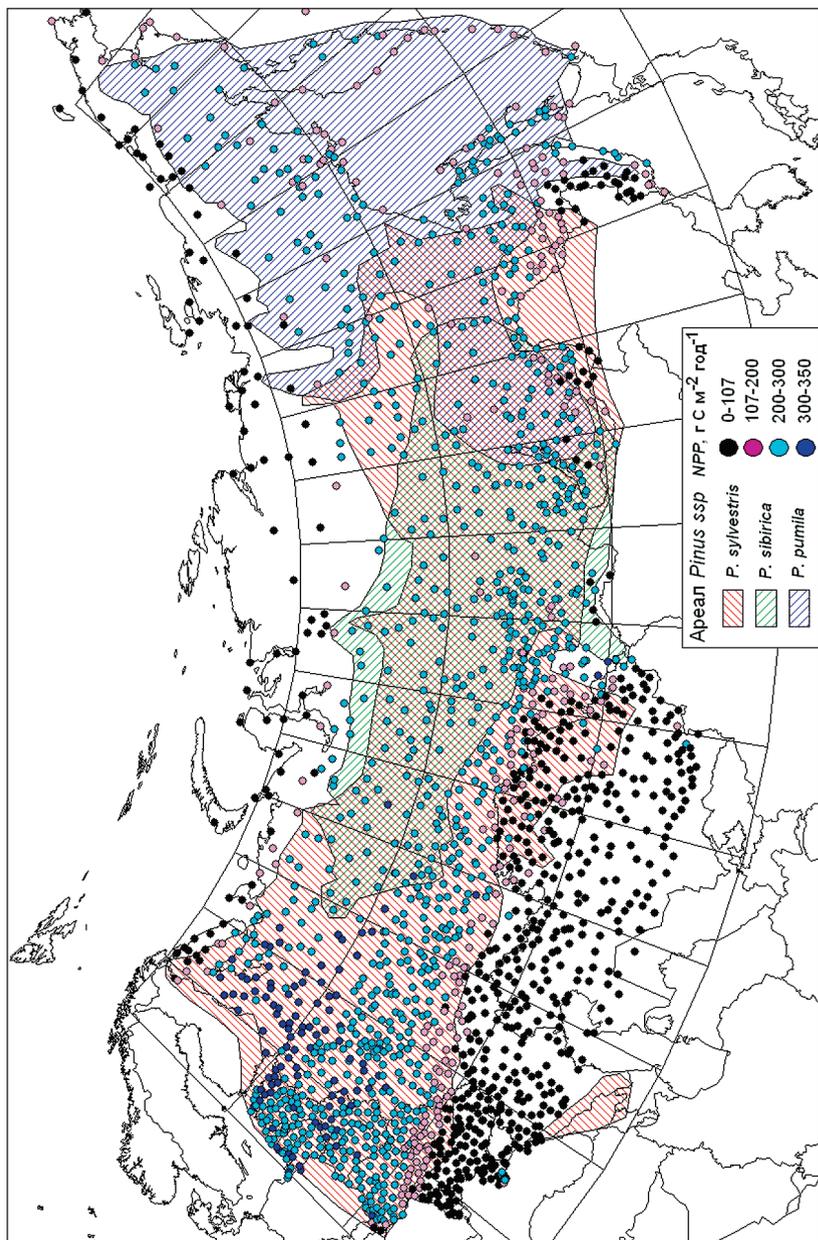


Рис. 1а. Ареал распространения и рассчитанное по модели распределение нетто-продуктивности *Pinus* spp. при современном климате (S_0). Значения NPP_{crit} приведены в табл. 2.

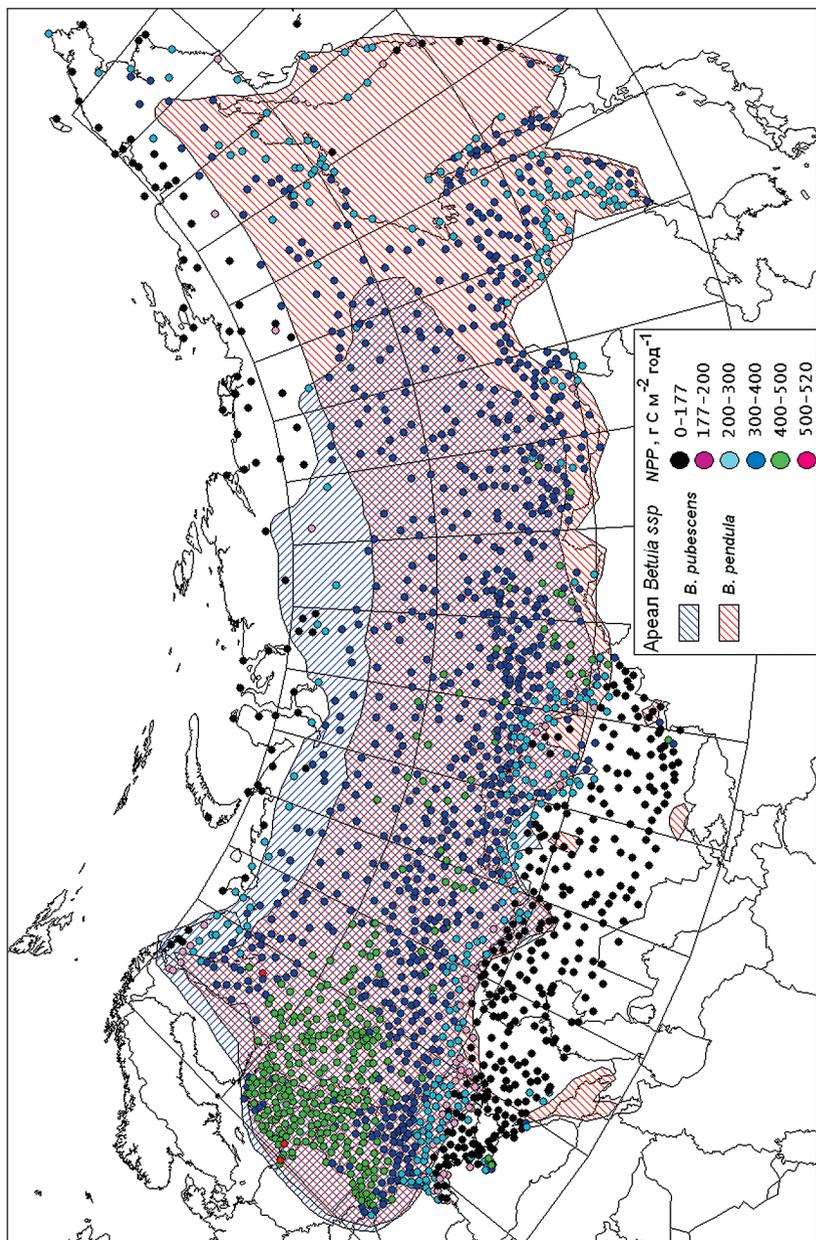


Рис. 16. Ареал распространения и рассчитанное по модели распределение нетто-продуктивности *Betula ssp.* при современном климате (S0). Значения NPP_{crit} приведены в табл. 2.

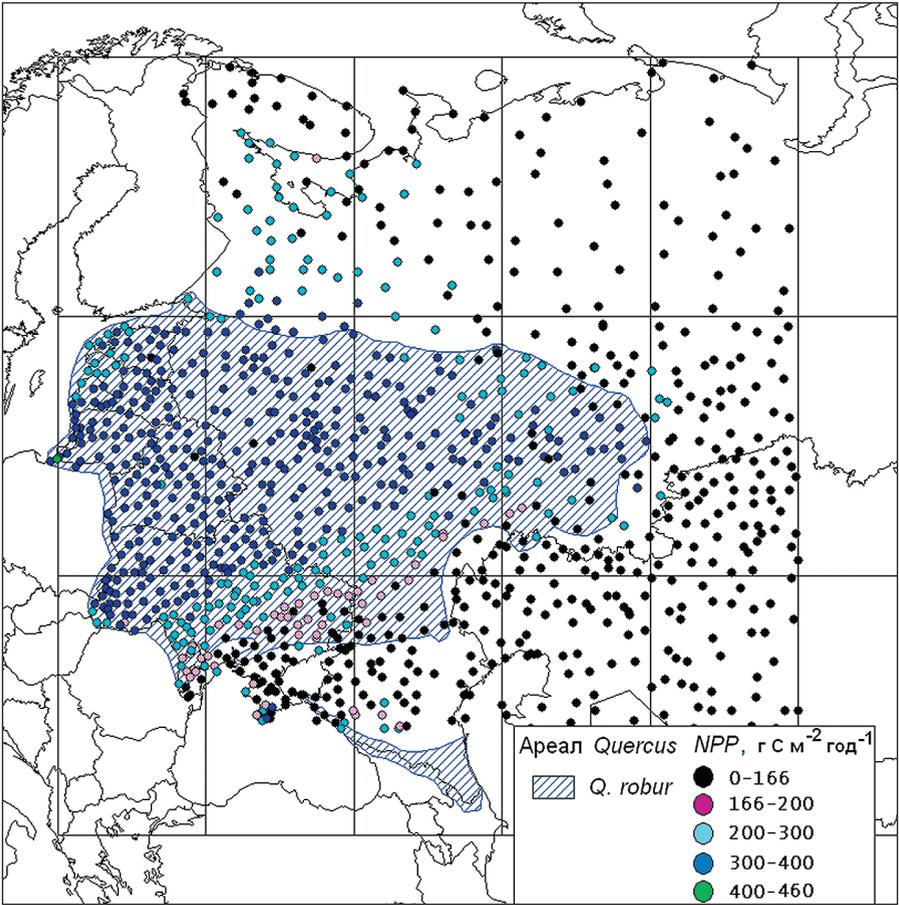


Рис. 1в. Ареалы распространения и рассчитанное по модели распределение нетто-продуктивности *Quercus* spp. при современном климате (S_0). Значения NPP_{crit} приведены в табл. 2.

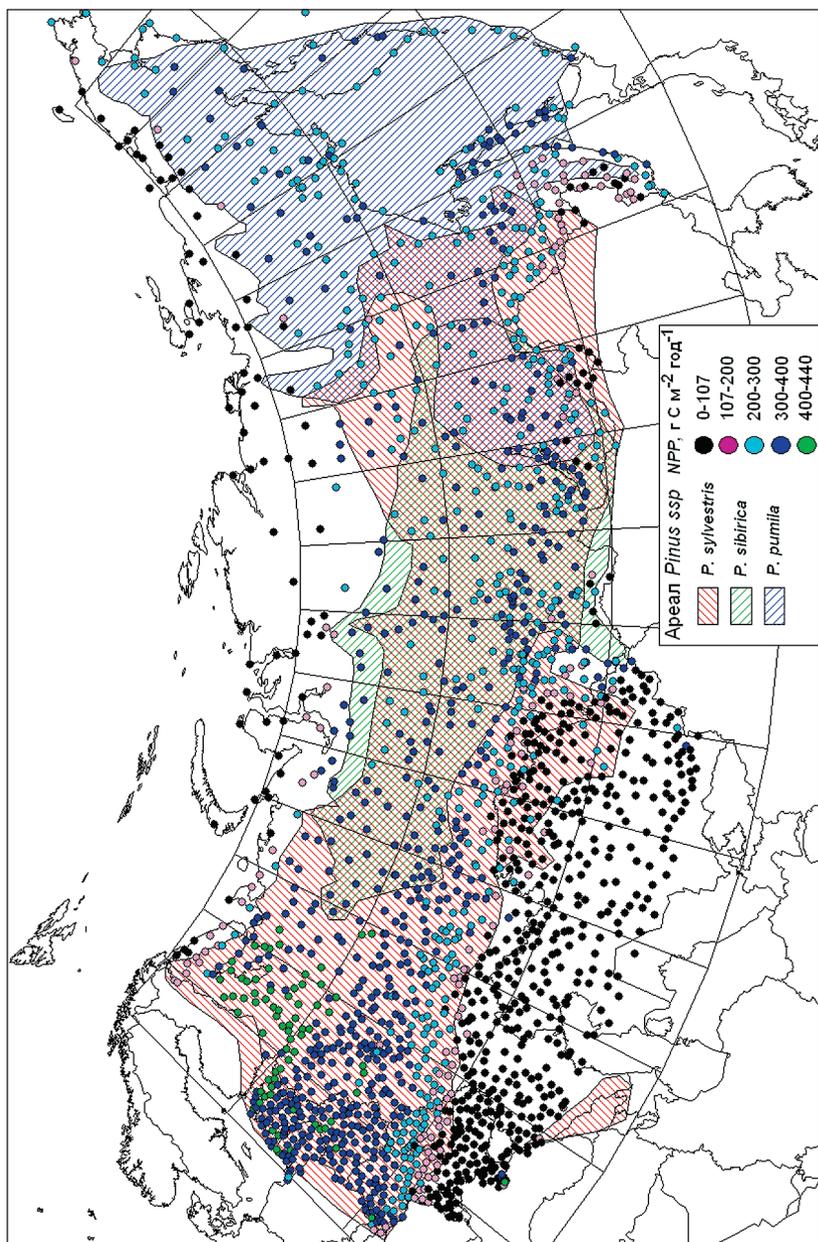


Рис. 2а. Ареал распространения и рассчитанное по модели распределение нетто-продуктивности *Pinus* spp. при климатическом сценарии S2 (IPCC, II $\delta T = +2^{\circ}\text{C}$, $[\text{CO}_2] = 420$ ppm).

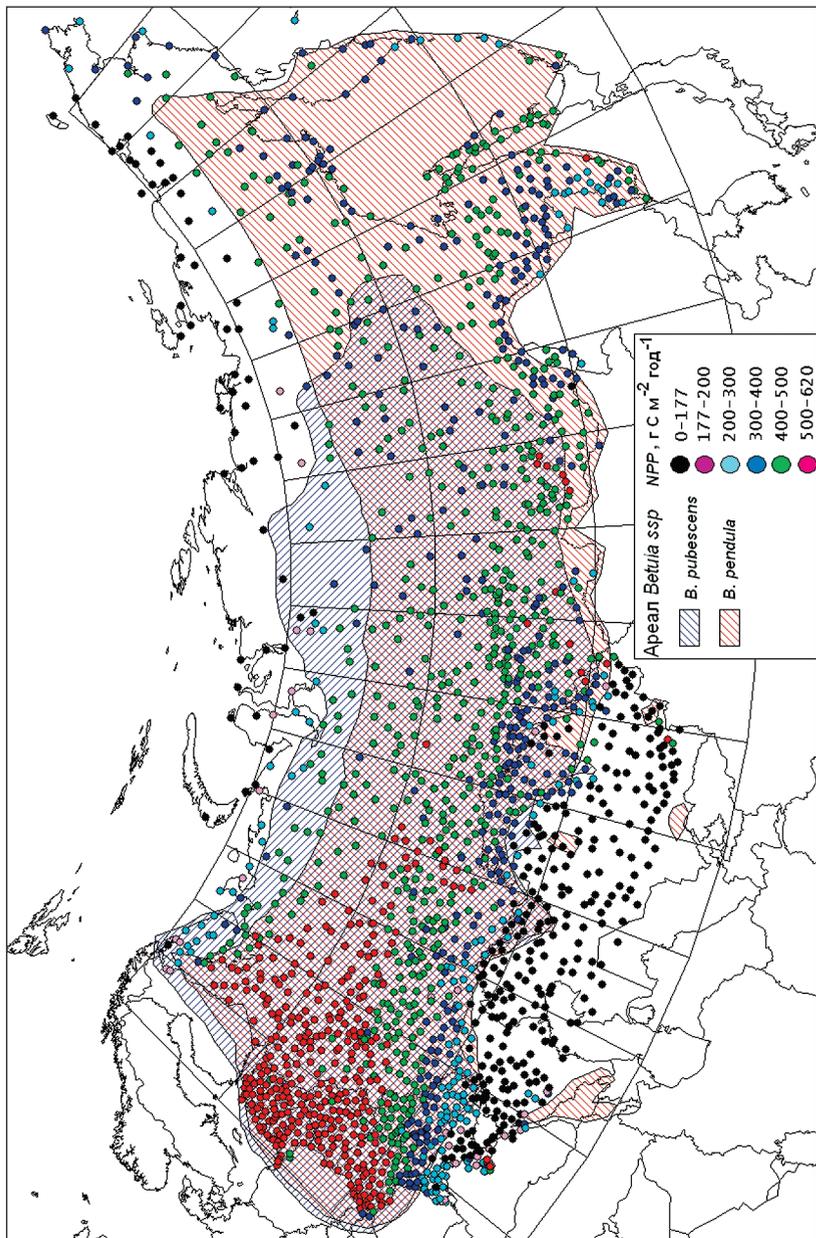


Рис. 26. Ареал распространения и рассчитанное по модели распределение нетто-продуктивности *Betula* spp. при климатическом сценарии S2 (IPCC, II $\delta T = +2^{\circ}C$, $[CO_2] = 420$ ppm).

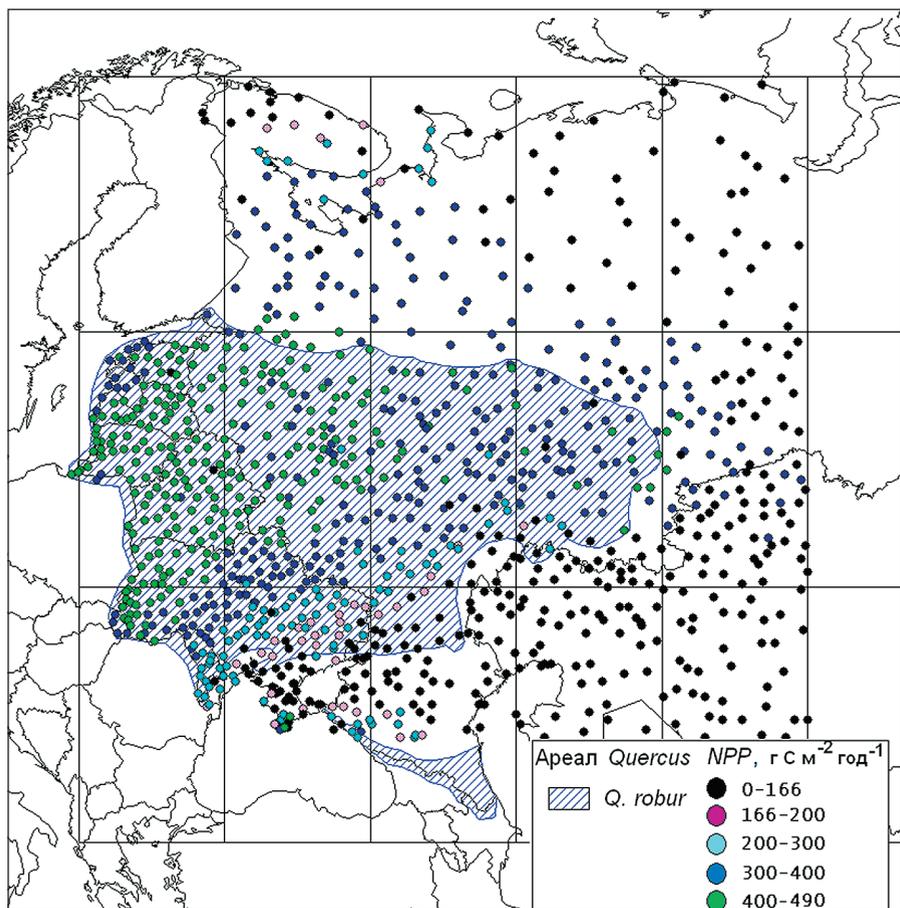


Рис. 2в. Ареалы распространения и рассчитанное по модели распределение нетто-продуктивности *Quercus* spp. при климатическом сценарии S2. (IPCC, II $\delta T = +2^\circ\text{C}$, $[\text{CO}_2] = 420 \text{ ppm}$).

Обсуждение

С точки зрения методики, новой является попытка определить основные параметры применяемой модели путём прямой подгонки теоретических (расчётных) ареалов к наблюдаемым. Такой подход очень редок в модельной литературе, однако даёт серьёзные преимущества по сравнению с просто заданием параметров (обычно из различных источников). Мы получаем наилучшее описание из возможных, попутно определяя границы возможностей модели. Применение подхода к разным видам даёт возможность указать на видовые отличия в параметрах, в частности, в реакциях на изменения экологических факторов. Разумеется, степень успешности радикально зависит от адекватности модели и качества натуральных данных.

Напомним об основных ограничениях модели.

1. Модель является ауто-, а не синэкологической.
2. Модель является «продукционной» и не описывает всех стадий онтогенеза дерева, прежде всего – воспроизводства.
3. Отсутствуют параметры плодородия почв.

Каждое из этих ограничений может быть, в принципе, устранено развитием модели.

Проблема низких значений W_{wilt} . Был проведён численный эксперимент с $W_{wilt} = 82$ мм с целью узнать, как изменятся границы ареалов при этом реалистическом значении. Результат таков: южные границы в Европейской части и на южном Урале несколько (на 100-250 км) сдвигаются на север, откуда ясно, что значения $W_{wilt} \sim 40$ мм возникают из требования прохождения границ именно в этих частях ареалов. Если бы границы были проведены севернее, модель дала бы реалистические значения W_{wilt} . Скорее всего, распространение пород в этом южном поясе фрагментарно и приурочено к наиболее увлажнённым частям территории, включённым, тем не менее, в ареал вида.

На качество описания ареалов пород применением эколого-физиологической модели влияет несколько обстоятельств.

1. Адекватность самой модели, которая вряд ли может быть оценена *a priori*, и проверяется только прямым приложением.
2. Пространственный разброс климатических параметров, который не позволяет найти климатически обусловленную границу ареала с пространственной точностью лучше некоторой. Особенно хорошо это видно для северных границ распространения в Европейской части России.

3. Региональные различия в экологических параметрах породы, которые, вообще говоря, тем больше, чем шире ареал.
4. Качество определения самого ареала. Мы не знаем, какая часть некоторой территории должна быть заселена некоторой породой, чтобы эта территория была отнесена к «заселённой».
5. Неполнота списка экологических факторов.

Проблема, относящаяся к пункту 2, неустранима в принципе. Рекомендации относительно пунктов 1 и 5 очевидны (в последнем случае первый кандидат на расширение – параметры почвы). Проблема, относящаяся к пункту 4, в принципе решается использованием карт растительности меньшего масштаба. Проблема 3: заметного улучшения картины можно ожидать при «регионализации» подгонки параметров, и нами были проделаны соответствующие расчётные эксперименты с обнадёживающими результатами (здесь не приводятся). Этот подход придаёт задаче дополнительное измерение и представляется перспективным, здесь первый кандидат на улучшение описания – *Picea*.

Заключение

Наблюдаемые ареалы распространения восьми древесных пород были использованы для калибровки эколого-физиологической модели, по которой в результате рассчитана величина продуктивности (*NPP*). Полученные значения *NPP* и теоретические ареалы удовлетворительно совпадают с наблюдаемыми, плохое соответствие ареалов наблюдается для ели и лиственницы. Изменение температуры воздуха и концентрации CO₂ по сценариям, соответствующим стабилизационным категориям IPCC, II ($\delta T = +2^{\circ}\text{C}$, [CO₂] = 420 ppm) и IPCC, IV ($\delta T = +3^{\circ}\text{C}$, [CO₂] = 527,5 ppm) показало, что значения *NPP* увеличатся в среднем (по всем породам) на 21% и 59% соответственно. Южные границы для всех пород, определяемые влажностью почвы, изменятся слабо, четыре породы с Евро-азиатскими ареалами (ель, сосна, лиственница, берёза) продвинутся в ещё не занятые области севера и восточной части Сибири; четыре широколиственные породы (дуб, клён, ясень, липа) расширят ныне наблюдаемые ареалы на север, северо-восток и восток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас лесобразующих пород СССР. М.: Лесная промышленность. 1988. 152 С.
Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. Н., Лугина К. М., Пивоварова З. И. 1961. Радиационный режим территории СССР. Л.: Гидрометеиздат. 528 С.
Корзунин М. Д., Цельникер Ю. Л., Семёнов С. М. 2008. Экофизиологическая модель первичной продуктивности древесных растений и оценки климатических пределов их произрастания. Метеорология и гидрология. № 12. с. 56-69.

Корзухин М. Д., Цельникер Ю. Л. 2009. Анализ распространения и продуктивности четырёх лесных пород России с помощью экофизиологической модели. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXII. М.: ИГКЭ. С. 92-123.

Соколов С. И., Связева О. А., Кубли Б. А. 1977. Ареалы деревьев и кустарников СССР. Л.: Наука. 164 С.

Усольцев В. А. 2008. Этюды о наших лесных деревьях. Екатеринбург: Банк культурной информации. 183 С.

Швиденко А. З., Шепаченко Д. Г., Ваганов Е. А., Нильсон С. 2008. Чистая первичная продукция лесных экосистем России: новая оценка. Доклады Академии Наук, Т. 421, № 6. С. 822–825.

Adams B., White A., Lenton T. M. 2004. An analysis of some diverse approaches to modelling terrestrial net primary productivity. *Ecological Modelling*. V. 177, № 3-4. P. 353-391.

Ainsworth E. A., Rogers A. 2007. The response of photosynthesis and stomatal conductance to rising $[\text{CO}_2]$: mechanisms and environmental interactions. *Plant, Cell and Environment*. V. 30, № 3. P. 258-270.

Bala G., Caldeira K., Mirin A., Wickett M., Delire C. 2005. Multicentury Changes to the Global Climate and Carbon Cycle: Results from a Coupled Climate and Carbon Cycle Model. *Journal of Climate*. V. 18, № 21. P. 4531-4544.

Cao M., Woodward F. I. 1998. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their responses to climate change. *Global Change Biology*. V. 4, № 2. P. 185-198.

Chen J. M., Rich P. M.; Gower S. T.; Norman J. M.; Plummer S. 1997. Leaf area index of boreal forests: Theory, techniques, and measurements. *Journal of Geophysical Research*. V. 102, № D24. P. 29429–29443.

Climate Change 2001. 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (Houghton J. T., et al., editors). Cambridge University Press. 881 P.

Cramer W., Kicklighter D. W., Bondeau A., Moore I. B., Churkina G., Nemry B., Ruimy A., Schloss A. L. 1999. The Participants of the Potsdam NPP Model Intercomparison. Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): overview and key results. *Global Change Biology*. V. 5 (Suppl 1). P. 1-15.

DeLucia E. H., Hamilton J. G., Naidu S. L., Thomas R. B., Andrews J. A., Finzi A., Lavine M., Matamala R., Mohan J. E., Hendrey G. R., Schlesinger W. H. 1999. Net primary production of a forest ecosystem with experimental CO_2 enrichment. *Science*. V. 284, № 5417. P. 1177-1179.

El Maayar M., Mamankutty N., Kucharik C. J. 2006. Modeling Global and Regional Net Primary Production under Elevated Atmospheric CO_2 : On a Potential Source of Uncertainty. *Earth Interactions*. V. 10, № 1. P. 1-20.

Ellsworth D. S. 1999. CO_2 enrichment in a maturing pine forest: are CO_2 exchange and water status in the canopy affected? *Plant, Cell and Environment*. V. 22, № 5. P. 461-472.

Farquhar G. D., von Caemmerer S., Berry J. A. 1980. A biochemical model of photosynthetic CO_2 assimilation in leaves of C3 species. *Planta*. V. 149. P. 78–90.

Foley J. A. 1995. An equilibrium model of the terrestrial carbon budget. *Tellus*. V. B 47, № 3. P. 310–319.

Grace J. 2004. Understanding and managing the global carbon cycle. *Journal of Ecology*. V. 92, № 2. P. 189–202.

Hack J. J., Caron J. M., Yeager S. G., Oleson K. W., Holland M. M., Truesdale J. E., Rasch P. J. 2006. Simulation of the global hydrological cycle in the CCSM Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3): Mean features. *Journal of Climate*. V. 19. P. 2199–2221.

Haibin L., Robock A., Wild M. 2006. Evaluation of Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Soil Moisture Simulations for the Second Half of the Twentieth Century. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. V. 111. № D22S04.

Kolchugina T. P., Vinson T. S. 1993. Comparison of two methods to assess the carbon budget of forest biomes in the Former Soviet Union. *Water, Air and Soil Pollution*. V. 70, № 1-4. P. 207-221.

Lucht W., Schaphoff S., Erbrecth T., Heyder U., Cramer W. 2006. Terrestrial vegetation redistribution and carbon balance under climate change. *Carbon Balance and Management*. V. 1. P. 1-7.

Luyssaert S., Inglima I., Jung M., Richardson A. D., Reichstein M., Papale D., Piao S. L., Schulze E.-D., Wingate L., Matteucci G., Aragao L., Aubinet M., Beer C., Bernhofer C., Black K. G., Bonal D., Bonnefond J.-M., Chambers J., Ciais P., Cook B., Davis K. J., Dolman A. J., Gielen B., Goulden M., Grace J., Granier A., Grelle A., Griffis T., Grünwald T., Guidolotti G., Hanson P. J., Harding R., Hollinger D. Y., Hutya L. R., Kolari P., Kruijt B., Kutsch W., Lagergren F., Laurila T., et al. 2007. The CO₂-balance of boreal, temperate and tropical forests derived from a global database. *Global Change Biology*, Online Accepted Article.

Matthews H. D., Weaver A. J., Meissner K. J. 2005. Terrestrial Carbon Cycle Dynamics under Recent and Future Climate Change. *Journal of Climate*. V. 18, № 10. P. 1609-1628.

Matthews H. D., Eby M., Ewen T., Friedlingstein P., Hawkins B. J. 2007. What determines the magnitude of carbon cycle-climate feedbacks? *Global Biogeochemical Cycles*. V. 21, № GB2012.

Medlyn B. E., Coauthors. 1999. Effects of elevated [CO₂] on photosynthesis in European forest species: A meta-analysis of model parameters. *Plant, Cell and Environment*. V. 22. P. 1475-1495.

Norby R. J., Wullschlegel S. D., Gunderson C. A., Johnson D. W., Ceulemans R. 1999. Tree responses to rising CO₂ in field experiments: implications for the future forest. *Plant, Cell and Environment*. V. 22, № 6. P. 693-714.

Norby R. J., Luo Y. 2004. Evaluating ecosystem responses to rising atmospheric CO₂ and global warming in a multi-factor world. *New Phytologist*. V. 162. P. 281-293.

Oleson K. W., Niu G.-Y., Yang Z.-L., Lawrence D. M., Thornton P. E., Lawrence P. J., Stockli R., Dickinson R. E., Bonan G. B., Levis S., Dai A., Qian T. 2008. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research*. V. 113. № G01021.

Riikonen J., Kets K., Darbah J., Oksanen E., Sober A., Vapaavuori E., Kubiske M. E., Nelson N., Karnosky D. F. 2008. Carbon gain and bud physiology in *Populus tremuloides* and *Betula papyrifera* grown under long-term exposure to elevated concentrations of CO₂ and O₃. *Tree Physiology*. V. 28. P. 243-254.

Robock A., Vinnikov K. Y., Srinivasan G., Entin J. K., Hollinger S. E., Speranskaya N. A., Liu S. X., Namkhai A. 2000. The Global Soil Moisture Data Bank. *Bulletin of the American Meteorological Society*. V. 81, № 6. P. 1281-1299.

Rogers A., Humphries S. W. 2000. A mechanistic evaluation of photosynthetic acclimation at elevated CO₂. *Global Change Biology*. V. 6, № 8. P. 1005-1011.

Vinnikov K. Ya., Yeserkepova I. B. 1991. Soil moisture: Empirical data and model results. *Journal of Climate*. V. 4, № 1. P. 66-79.

Woodward E. I., Smith T. M., Emanuel W. R. 1995. A global primary productivity and phytogeography model. *Global Biogeochemical Cycles*. V. 9. P. 471-490.

Woodward F. I., Lomas M. R. 2004. Vegetation-dynamics – simulating responses to climate change. *Biological Reviews*. V. 79. P. 643-670.

Working Group II Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report *Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability*. – Summary for Policymakers. 2007, <http://www.ipcc.ch/>.

БИОИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ФИЛЬТРАТОРОВ НА ПРИМЕРЕ РЕАКЦИИ МИДИИ СЪЕДОБНОЙ *MYTILUS EDULIS* L. НА ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ

И. Н. Бахмет

Россия, 185910 Петрозаводск ул. Пушкинская, 11, Институт Биологии
Карельского Научного Центра РАН, igor.bakhmet@gmail.com

Реферат. При помощи методики дистантной регистрации сердечной ритмики исследовано влияние тяжелых металлов Cu и Cd на частоту сердечных сокращений (ЧСС) беломорских мидий. Показано, что концентрации меди от 5 мкг/л (ПДК) до 250 мкг/л вызывают повышение сердечной активности с выраженной флуктуацией сердечного ритма. Кадмий в концентрациях от 10 мкг/л (ПДК) до 500 мкг/л оказывал сходное воздействие на физиологическое состояние животных. Предполагается, что флуктуирующий ответ сердечной ритмики моллюсков на загрязнение характеризует активный процесс адаптации животных к тяжелым металлам.

Ключевые слова. Беломорская мидия, *Mytilus edulis* L., тяжелые металлы, сердечный ритм.

BIOINDICATION ROLE OF FILTERERS: RESPONSE OF MUSSELS *MYTILUS EDULIS* L. TO HEAVY METALS

I. N. Bakhmet

Institute of Biology Karelian Research Centre, 11, Pushkinskaya str., 185910 Petrozavodsk, Russia, igor.bakhmet@gmail.com

Abstract. The influence of heavy metals, Cu and Cd, on the White Sea mussel (*Mytilus edulis* L.) heart rate was studied using a noninvasive methodology. It was shown that the mollusk responded to 5 µg/l (normative maximum permissible level) to 250 µg/l of cuprum by sharp increase of the heart rate. The cardiac activity in that case was fluctuating. Cadmium concentrations from 10 µg/l (normative maximum permissible level) to 500 µg/l led to similar consequences for physiological status of mussels. It is suggested that fluctuating cardiac activity in response to contamination indicates the active process of adaptation of animals to heavy metals.

Key words. White Sea mussel, *Mytilus edulis* L., heavy metals, heart rate.

Введение

Двустворчатый моллюск мидия *Mytilus edulis* L. используется в биомониторинге природных вод более 30 лет. В то же время, основные используемые методики до последнего времени характеризовались, в основном, популяционным подходом (плотность, возраст), оценкой смертности и накопления загрязняющих веществ в тканях моллюсков. Более тонкие и on-line реагирующие методы не были доступны. Только в последнее десятилетие появилась возможность определять функциональное состояние моллюсков, контролируя сердечную активность в реальном времени. Уже проведенные исследования показали наличие достоверной корреляции между изменениями сердечной ритмики морских беспозвоночных и варьированием природных факторов (Marshall, McQuaid, 1994; Santini et al., 2000; Bakhmet, 2005). В дальнейших работах была установлена высокая чувствительность сердечной активности моллюсков к аммиаку (Bloxham et al., 1999) и нефтепродуктам (Бахмет, 2009). На этом фоне обращает на себя внимание малое количество работ с использованием данной методики по изучению влияния таких токсичных веществ, как тяжелые металлы (ТМ) (Marchan et al., 1999; Curtis et al., 2000). Кроме того, зарегистрированное изменение сердечной активности в вышеуказанных работах было неоднозначным. В то же время, оперативное реагирование на загрязнение стало насущной проблемой в условиях современной цивилизации. В случае выраженной реакции сердечной активности мидий на ТМ, полученные результаты можно использовать в дальнейшем при мониторинге состояния прибрежных морских районов.

В связи с вышесказанным, целью нашей работы была оценка влияния ТМ на сердечную активность мидии *Mytilus edulis* L. В качестве токсикантов были выбраны медь и кадмий. Было доказано, что ТМ накапливаются в тканях моллюсков-фильтраторов (El Sikaily et al., 2004; Moreira, Guilhermino, 2005). Активное использование двустворок в питании вызывает, соответственно, аккумуляцию этих металлов в организме человека. Излишнее накопление меди у человека, к примеру, ведет к циррозу, разрушению нейронов и нефрозу (Forstner, Wittmann, 1983). Кадмий вызывает повреждение печени и почек путем образования металлотионинов, перикисного окисления липидов и разрушения мембранных липидов (El Sikaily et al., 2004).

Методы и материалы

Работа была выполнена в июле 2008 года на Беломорской биологической станции «Картеш» им. О. А. Скарлато Зоологического института РАН. Мидии собирались в бухте Круглой Чупинской губы

Кандалакшского залива Белого моря с установок для культивирования моллюсков (глубина 2 м) при температуре воды 14°C. После сбора у моллюсков была измерена длина раковины и определен возраст по кольцам зимней остановки роста раковины. В эксперименте были использованы мидии 3-4-летнего возраста. Длины раковин варьировали от 53 до 65 мм и составили в среднем 60 мм. Перед началом наблюдений животных в течение 3 суток акклиматизировали к лабораторным условиям. Моллюсков содержали в аквариумах из оргстекла с аэрируемой морской водой соленостью 25‰ при постоянном освещении и температуре 10°C. Ежедневно проводилась частичная смена воды.

За сутки до начала эксперимента к раковинам тестируемых животных приклеивали оптические сенсоры (см. ниже) и помещали по 5 особей в 7 аквариумов объемом 15 литров с постоянной продувкой. Ежедневно осуществлялась частичная смена воды. Всего в эксперименте было использовано 35 мидий.

Регистрацию ЧСС проводили через каждые 2 часа в течение 12 часов перед добавлением ТМ и каждые 4 часа в течение 3 суток после воздействия. Запись сердечного ритма осуществлялась при помощи методики дистантной регистрации изменения объема сердечной мышцы (плетизмограмма), основанной на излучении инфракрасного света в область расположения сердца и приема измененных отраженных лучей (Depledge, Andersen, 1990). На графиках представлены средние арифметические значения числа сокращений сердца мидий в минуту за каждые 8 часов эксперимента и их средние квадратические ошибки. Для расчета дисперсии ЧСС рассчитывали последовательно длины 25 последовательных сокращений в секундах у каждой отдельной особи и затем вычисляли дисперсию. Далее вычисляли среднюю дисперсию для каждой экспериментальной группы.

ТМ были выбраны в качестве хлоридов (CuCl_2 и CdCl_2), поскольку ионы хлора присутствуют в морской воде и в выбранных концентрациях не изменяют ее ионный баланс. Были использованы следующие концентрации (концентрации даны в пересчете по металлам): для меди – 5 (ПДК), 50 и 250 мкг/л; для кадмия – 10 (ПДК), 100 и 500 мкг/л. Добавление металлов производилось ежедневно после смены морской воды в аквариумах.

Результаты

ЧСС моллюсков до воздействия изменялась от 9,5 до 17,2 уд./мин и составила в среднем $13,3 \pm 0,2$ уд./мин. Сердечная активность мидий всех экспериментальных группах на данном этапе эксперимента достоверно не различалась.

Сразу после воздействия сердечная активность мидий достоверно повышалась во всех экспериментальных группах (рис. 1; 2). Рост ЧСС

был более выражен в отношении меди, однако разница в реакциях на эти два металла была недостоверная, что объясняется резким ростом дисперсии ЧСС в присутствии меди (см. ниже). Максимальное увеличение ЧСС при добавлении меди (65 %) было отмечено для минимальной концентрации в 10 мкг/л, тогда как при 50 и 250 мкг/л рост сердечной активности составил 23 и 46 % соответственно. Таким образом, зависимости доза – эффект в отношении меди обнаружено не было.

В случае кадмия повышение сердечной активности составило 11, 17 и 31 % при концентрациях металла 10, 100 и 500 мкг/л соответственно (рис. 2). Соответственно изменялся и уровень достоверности отличий ЧСС экспериментальных групп от контроля ($p=0,05$; $p=0,02$ и $p=0,002$). Таким образом, мы наблюдали зависимость выраженности реакции сердечной системы от концентрации металла. В то же время, небольшое количество данных не позволяет вывести окончательное уравнение зависимости изменения ЧСС мидий от концентрации данного металла.

Через 16 часов после воздействия сердечная активность мидий вернулась к первоначальному уровню во всех экспериментальных группах (рис. 1; 2). Однако через двое суток наблюдалось достоверное понижение ЧСС при концентрациях меди в 5 мкг/л. В то же время сердечная активность мидий при концентрации кадмия в 100 и 500 мкг/л резко (более, чем в два раза) и достоверно возрастала. Концентрация же этого металла в 10 мкг/л вызывала такой же резкий подъем ЧСС, однако в связи с высоким уровнем дисперсии повышение было недостоверным. Добавим, что в дальнейшем сердечная активность вернулась к контрольному уровню во всех экспериментальных группах (рис. 1; 2).

Рост дисперсии сердечного ритма отмечен во всех экспериментальных группах с Cu сразу после воздействия. Причем, наибольший рост дисперсии показан для минимальной концентрации в 5 мкг/л. В дальнейшем дисперсия ЧСС возвращалась к контрольному уровню. В случае с Cd вариабельность ЧСС проявилась только через 3 суток после воздействия и осталась на высоком уровне.

Дискуссия

Во всех предыдущих работах по изучению влияния меди на сердечную активность мидий отмечали достоверное понижение ЧСС при воздействии Cu в диапазоне концентраций 19-790 мкг/л (Marchan et al., 1999; Curtis et al., 2000). Таким образом, полученные нами данные полностью противоречат ранее проведенным исследованиям. Наиболее достоверным объяснением данного факта, на наш взгляд, является особенность методики регистрации ЧСС. В нашем случае организм животных подвергался минимальному воздействию при регистрации

сердечной активности. По сути, это воздействие ограничилось хэндлингом во время приклеивания датчиков, после чего мидии акклиматизировались сутки до начала эксперимента. Ранее было показано, что сердечная ритмика возвращается к базовому уровню после хэндлинга в течение 24 часов (Bakhmet, Zdorovenov, 2008). При проведении аналогичных экспериментов до изобретения методики дистантной регистрации электроды имплантировали непосредственно в перикардиальную полость моллюсков. Это приводило к излишнему травмированию животных, что, по-видимому, влияло на результаты экспериментов.

Повышение ЧСС моллюсков в нашем эксперименте свидетельствует о возрастании потребления кислорода и, соответственно, общего уровня обмена веществ. Учитывая, что мидия является активным фильтратором, возможны две причины данного эффекта. Первая – моллюскам необходима дополнительная энергия для выведения ТМ из тканей. Вторая – дополнительный кислород используется при окислении загрязняющих веществ. Добавим, что Cd вызывает повреждение печени и почек путем образования металлотиионов, перекисного окисления липидов и разрушения мембранных липидов (Dudley et al., 1985). Таким образом, дополнительная энергия необходима для репарации поврежденных клеток и синтеза Cd-связывающих белков, широкий спектр которых уже известен в настоящее время (Zhukovskaya et al., 2008). Более выраженная реакция сердечной системы на медь объясняется тем, что этот металл присутствует у мидии в гемоцианине – ферменте, осуществляющего перенос кислорода. Следовательно, моллюски имеют развитые механизмы регуляции, связывания и выведения меди. Кадмий же является неспецифическим металлом для этого вида и для направленной реакции необходимо большое количество времени. Это подтверждается, во-первых, резким ростом, как сердечной активности, так и дисперсии только через двое суток после воздействия.

Подчеркнем, что в нашем эксперименте происходит хроническое воздействие. Следовательно, можно выдвинуть гипотезу об акклимации мидий к присутствию ТМ в окружающей среде. Это предположение основано на колебательном процессе изменения ЧСС на протяжении всего эксперимента, что характерно для адаптационных процессов. Колебательный характер самых различных функций организма протекает во время акклимации организма животных к изменяющимся факторам среды и отражает инерционность адаптационных механизмов (Бергер, 1986). Аналогичные флуктуации сердечной ритмики были уже отмечены при изучении влияния нефтепродуктов на мидию (Бахмет, 2009). Большая дисперсия в начале эксперимента в отношении меди объясняется, как уже было сказано выше, развитыми механизмами регуляции содержания этого металла в организме мидий, наличием специфических рецепторов.

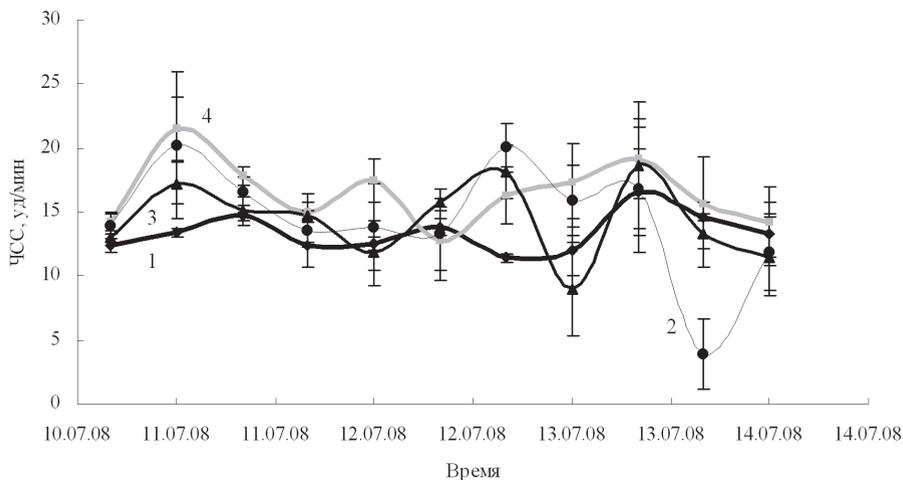


Рис. 1. Изменение ЧСС мидий при воздействии меди. Сплошная толстая линия – контроль (1); линия средней толщины – концентрация 5 мг/л (2); тонкая линия – 50 мг/л (3); серая линия – 250 мг/л (4).

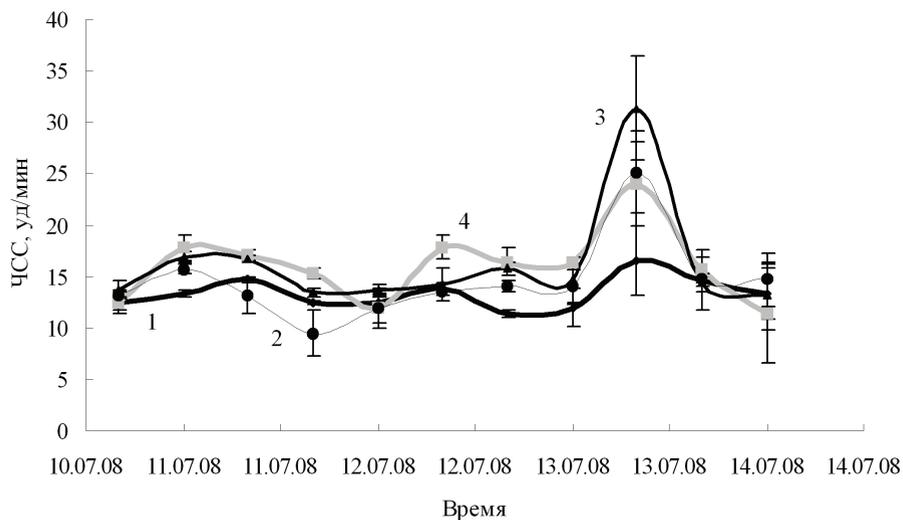


Рис. 2. Изменение ЧСС мидий при воздействии кадмия. Сплошная толстая линия – контроль (1); линия средней толщины – концентрация 10 мг/л (2); тонкая линия – 100 мг/л (3); серая линия – 500 мг/л (4).

Заключение

Наша работа показала высокую чувствительность сердечной системы мидий к таким ТМ, как кадмий и медь, поскольку сердечная активность изменялась даже при ПДК этих металлов. При этом подчеркнем, что реакция проявлялась как в первые моменты появления токсиканта, так и в последующие 3 суток. Кроме того, наши данные показали целесообразность при отслеживании воздействия ТМ на сердечную активность, оценивать дисперсию интервалограмм ЧСС. Это объясняется выраженной флуктуацией сердечной активности на протяжении всего эксперимента.

Наряду с характерными изменениями физиологического состояния мидий при воздействии ТМ, нерешенными остаются несколько вопросов. Во-первых, причины понижения ЧСС во второй половине эксперимента при концентрации в 5 мкг/л. Во-вторых, отсутствие зависимости доза – эффект в отношении меди. В-третьих, биохимические механизмы регуляции содержания ТМ в организме. Для решения данных проблем необходимы дальнейшие эксперименты.

Благодарность

Хотелось бы выразить свою признательность сотрудникам Беломорской биологической станции им. О. А. Скарлатто ЗИН «Картеш» за предоставленную возможность проведения эксперимента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бахмет И. Н. 2009. Оценка влияния нефтепродуктов на сердечный ритм мидий. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXII. С. 267-277.
- Бергер В. Я. 1986. Адаптации морских моллюсков к изменениям солености среды. Л.: Наука. 214 С.
- Bakhmet I. N., Berger V. Ja., Khalaman V. V. 2005. The effect of salinity change on the heart rate of *Mytilus edulis* specimens from different ecological zones. Journal Experimental Marine Biology and Ecology. V. 318. P. 121-126.
- Bakhmet I. N., Zdorovenov R. E. 2008. The cardiac activity of two species of Bivalvia in long-term experiment in the field. - 2nd marine mollusc physiology conference Physiomar 08 "Marine molluscs in a changing environment". Ed. Ifremer. Brest. France. P. 16.
- Bloxham M. J., Worsfold P. J., Depledge M. H. 1999. Integrated biological and chemical monitoring: in situ physiological responses of freshwater crayfish to fluctuations in environmental ammonia concentrations. Ecotoxicology. V. 8, № 3. P. 225-237.
- Curtis T. M., Williamson R., Depledge M. H. 2000. Simultaneous, long-term monitoring of valve and cardiac activity in the blue mussel *Mytilus edulis* exposed to copper. Marine Biology. V. 136. P. 0837-0846.
- Depledge M. H., Andersen B. B. 1990. A computer-aided physiological monitoring system for continuous, long-term recording of cardiac activity in selected invertebrates. Comparative Biochemistry Physiology. V. 96. P. 474-477.

Dudley R. E., Gammal L. M., Klassen C. D. 1985. Cadmium-induced hepatic and renal injury in chronically exposed rats: likely role of hepatic and cadmium-metallothionein in nephrotoxicity. *Toxicology Apply Pharmacology*. V. 77. P. 414–426.

El-Sikaily A., Khaled A., El Nemr A. 2004. Heavy metals monitoring using bivalves from Mediterranean Sea and Red Sea. *Environmental Monitoring and Assessment*. V. 98. P. 41–58.

Forstner U., Wittmann T. W. 1983. Metal pollution in the aquatic environment. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. New York. Tokyo. P. 30–61.

Marshall D. J., McQuaid C. D. 1994. Seasonal and diel variations of in situ heart rate of the intertidal limpet *Siphonaria oculus* Kr. (Pulmonata). *Journal Experimental Marine Biology and Ecology*. V. 179. P. 1-9.

Marchan S., Davies M. S., Fleming S., Jones H. D. 1999. Effect of copper and zinc on the heart rate of the limpet *Patella vulgata* L. *Journal Comparative Biochemistry and Physiology A*. V. 123. P. 89-93.

Moreira S. M., Guilhermino L. 2005. The use of *Mytilus galloprovincialis* acetylcholinesterase and glutathion S-transferases activities as biomarkers of environmental contamination along the north-west Portuguese coast. *Environmental Monitoring and Assessment*. V. 105. P. 309–325.

Santini G., Williams G. A., Chelazzi G. 2000. Assessment of factors affecting heart rate of the limpet *Patella vulgata* on the natural shore. *Marine Biology*. V. 137. P. 291-296.

Zhukovskaya A. F., Chelomin V. P., Belcheva N. N. 2008. Adaptation biochemical mechanisms to cadmium in the far eastern scallop *Mizuhopecten yessoensis*. 2nd marine mollusc physiology conference Physiomar 08 “Marine molluscs in a changing environment”. Ed. Ifremer. Brest. France. P. 86.

ЭПИФИТНЫЕ ЛИШАЙНИКИ В УСЛОВИЯХ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ МОСКВЫ: МЕТОДОЛОГИЯ ДОЛГОВРЕМЕННОГО МОНИТОРИНГА

Г. Э. Инсаров¹⁾, Е. Э. Мучник²⁾, И. Д. Инсарова³⁾

¹⁾ Россия, 107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, insarov@lichenfield.com

²⁾ Россия, 143030 Московская обл., Одинцовский р-н, с. Успенское, ул. Советская, д. 21, Институт лесоведения РАН, eugenia@lichenfield.com

³⁾ Россия, 119991 Москва, Ленинские горы, Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Биологический факультет, insarovaid@mail.ru

Реферат. Основными целями данной работы являются: (1) определить, каким образом тренд состояния сообществ лишайников, вызванный изменением состава воздуха в Москве, может быть выявлен и охарактеризован количественно; (2) провести базовое обследование сообществ эпифитных лишайников для выделения этого тренда.

В 2006-2007 гг. проведен учет эпифитных лишайников на стволах дуба (*Quercus robur* L.) и липы (*Tilia* sp.). Деревья были примерно одного размера без видимых повреждений, пробные площадки и деревья выбирались таким образом, чтобы освещенность лишайников была приблизительно одинаковой. В лесах и парках города заложено 20 пробных площадей, лишайники учтены на стволах 146 деревьев. Для оценки покрытия лишайников использовали метод линейных пересечений. Витальность макролишайников оценивалась по 4-х балльной шкале.

На модельных деревьях выявлено 28 видов лишайников, из них 11 явных нитрофитов и 5 явных ацидофитов. Дополнительно (вне пробных площадей и на других субстратах в пределах пробных площадей) выявлено еще 15 видов лишайников, одна форма и один лишайник, определенный до рода. Несмотря на то, что изучение видового разнообразия лишайников не было основной целью настоящей работы, выявлено 9 новых для Москвы видов и 2 вида, внесенных в Красную книгу Москвы. Было оценено покрытие и встречаемость нитрофитов и ацидофитов на липах и дубах. На липах, как покрытие, так и встречаемость нитрофитов достоверно превышали значение соответствующих показателей ацидофитов. На дубах встречаемость нитрофитов также оказалась выше встречаемости ацидофитов, однако покрытие ацидофитов превышало покрытие нитрофитов, причем исключительно за счет одного вида *Scoliciosporum sarothamni*. Этот вид впервые был обнаружен в Москве в 2006 г., и это единственный ацидофит, найденный на субнейтральной коре липы, поэтому, возможно, статус этого вида следует пересмотреть. Проведенный анализ соотношения числа нитрофитных и ацидофитных видов, обнаруженных в Москве за 150 лет, показал, что изменения структуры сообществ лишайни-

ков, в основном, отражают изменения, происходящие в приземном слое атмосферы.

Предложена программа долгосрочного мониторинга эпифитных лишайников Москвы, обеспечивающая эффективное выделение тренда сообществ эпифитных лишайников в условиях изменений качества воздуха. Находки новых для Москвы видов и видов, внесенных в Красную книгу, показывают, что предложенная система мониторинга, в случае ее реализации, может также внести вклад в изучение биоразнообразия и в охрану природы Москвы.

Ключевые слова. Мониторинг, выделение трендов, эпифитные лишайники, ацидофиты, нитрофиты, Москва, загрязнение воздуха, автотранспорт, особо охраняемые природные территории, программа долгосрочного мониторинга.

EPIPHYTIC LICHENS UNDER AIR POLLUTION STRESS IN MOSCOW: METHODOLOGY FOR LONG-TERM MONITORING

G. E. Insarov¹, E. E. Moutchnik², I. D. Insarova³

¹Institute of Global Climate and Ecology of Rosgidromet and Russian Academy of Sciences, 20B Glebovskaya Street, 107258 Moscow, Russia, insarov@lichenfield.com

²Forest Research Institute of Russian Academy of Sciences, 21 Sovetskaya Street, Uspenskoye 143030, Moscow Region, Russia, eugenia@lichenfield.com

³Department of Biology, Moscow State University, Leninskiye Gory, Moscow 119991, Russia, insarovaid@mail.ru

Abstract. The research has two main objectives. One objective is to determine how the response of lichen community on changing atmospheric conditions in Moscow can be detected and measured. And the second objective is to provide a baseline against which these changes can be measured.

Epiphytic lichens on oak (*Quercus robur* L.) and lime-tree (*Tilia* sp.) trunks during 2006-2007 have been sampled. Trees were about of the same size and without visible damages. Plots and trees were selected so as the sampled lichens were in similar light conditions. Twenty monitoring plots were established in parks and forests. Lichens from 146 trunks were sampled. To estimate lichen cover, the line-intercept method was applied. The vitality of macrolichens was estimated by 4-point scale.

Twenty eight lichen species were recorded on model trees, including eleven nitrophytic and five acidophytic ones. Besides, 15 species, one form and one lichen identified to genus were recorded on nearby trees, and on other trees in course of reconnaissance survey. In spite of the fact that lichen species diversity conservation was not a prime goal of our

study, nine lichen species were recorded in Moscow for the first time, two red listed species and a number of interesting species were recorded as well. Cover and frequency of nitrophytes and acidophytes on limes and oaks were assessed. On lime trees, both cover and frequency estimates for nitrophytes significantly exceeded corresponding estimates for acidophytes. On oaks, frequency estimates for nitrophytes also exceeded corresponding estimates for acidophytes. However, acidophytes cover exceeded nitrophytes cover because of *Scoliciosporum sarothamni* dominance. This species was recorded in Moscow in 2006 for the first time. It is the only acidophytic species found on sub-neutral bark of lime trees. So we propose to revise its acidophytic status. Historical comparison of recorded numbers of nitrophytes and acidophytes was also undertaken. All these comparisons showed that changes in epiphytic lichen community structure in Moscow follow main changes in conditions of the atmospheric surface layer.

The Moscow epiphytic lichens long-term monitoring program is proposed. It will provide efficient detection of trends in lichen community state influenced by urban air pollution stress. Findings of new and rare for Moscow species demonstrated that the proposed monitoring system, if established, could also contribute to biodiversity conservation and nature protection in the city.

Key words. Monitoring, trend detection, epiphytic lichens, acidophytes, nitrophytes, Moscow, air pollution, motor transport, protected areas, long-term monitoring program.

Введение

Москва, как и любой мегаполис, подвергается сильной антропогенной нагрузке. Велико воздействие антропогенных факторов на природные экосистемы города, при этом разные компоненты экосистем могут реагировать на одно и то же воздействие различным образом. Многие виды лишайников чувствительны к различным загрязняющим воздух веществам, с одной стороны, а их собственная изменчивость относительно низка – с другой стороны. Поэтому сообщества лишайников являются приоритетным объектом для мониторинга наземных экосистем, находящихся под воздействием загрязнения воздуха, и используются для оценки реакции биоты на загрязнение атмосферы во многих странах мира.

В 60-х годах XX века начали разрабатываться различные количественные показатели (индексы), которые позволяют прямо или косвенно связать состояние сообществ эпифитных лишайников (СЭЛ) с составом атмосферного воздуха. Эти показатели активно используются при мониторинге состояния СЭЛ в городах, промышленных центрах, сельскохозяйственных районах и пр. Под мониторингом в

данном случае понимают: 1) наблюдения за определенными параметрами системы, выполняемые по строго заданной методике; 2) оценки состояния системы, получаемые на основании наблюдений и 3) выявление трендов состояния экосистем (Израэль и др., 1986).

Изучение лишайников в Москве имеет более чем полуторавековую историю: первый список из шести видов появился в середине XIX века, к середине XX века выявлено около 80 видов лишайников, собранных разными коллекторами на территориях, ныне находящихся в пределах Москвы (Инсаров, Мучник, 2007). Работами 80 – 90-х годов прошлого века и начала XXI века представления о лишенобиоте города были расширены (Пчелкин, 1998; Бязров, 2002), при этом исследователи попытались связать состояние СЭЛ с уровнем загрязнения воздуха (Пчелкин, 1999; Бязров, 2002) и выявить динамику СЭЛ в ответ на изменившиеся условия среды (Бязров, 2007).

С конца 80-х годов XX века в Москве происходит смена основных источников загрязнения воздуха. Если раньше выбросы поступали, главным образом, от промышленных предприятий и ТЭЦ, то теперь основная нагрузка приходится на автотранспорт – загрязнение атмосферного воздуха выбросами автотранспорта в 2005 г. составило более 92% общих выбросов загрязняющих веществ в атмосферу города (Государственный доклад..., 2006). Ежегодный прирост автопарка в городе до 2008 г. составлял от 120 до 212 тысяч единиц транспортных средств, в 2008 г. – более 230 тысяч единиц (Государственный доклад..., 2009). Тем самым, если в предыдущие годы из большого набора загрязняющих воздух соединений основная роль в изменении состояния СЭЛ принадлежала двуокиси серы и ее производным, то теперь, вследствие произошедших изменений характера выбросов, по уровню воздействия на СЭЛ на первый план выходят соединения азота и пыль. Следует ожидать, что возник или возникнет ответ биоты на эти изменения, однако, оценить этот ответ количественно и определить дальнейшие тенденции можно только с помощью методов долговременного мониторинга.

Настоящее исследование ставит целью разработать методологию долговременного мониторинга СЭЛ в Москве и на ее основе провести базовое исследование, которое послужит отправной точкой для получения количественных оценок будущих изменений состояния СЭЛ.

Материалы и методы

Выявление трендов состояния сообществ лишайников тем эффективнее, чем меньше варьирование характеристик сообществ, вызванное факторами, отличными от изучаемого, в нашем исследовании – от изменения газового состава атмосферы. Факторы, маскирующие эффект воздействия загрязнения, – естественная изменчивость сооб-

ществ лишайников, а также такие антропогенные факторы, как уничтожение и/или повреждение мест обитания лишайников. Уменьшение варьирования, вызванного этими факторами, достигается проведением наблюдений в максимально сходных условиях, то есть внутри узкого экологического слоя. Для эпифитных лишайников это означает, что все наблюдения следует проводить: 1) на деревьях-форофитах одних и тех же (или близких по свойствам коры) пород; 2) на деревьях-форофитах одного (или приблизительно одного) возраста и 3) что влияющие на лишайники абиотические факторы (например, затененность) должны оставаться неизменными. Если выбрано несколько пород деревьев с различными свойствами коры, обработка результатов наблюдения должна проводиться отдельно для каждого слоя, т.е. отдельно для лишайников, обитающих на каждой породе деревьев.

При разработке методики за основу принят метод долговременного фонового (регионального и глобального) мониторинга эпифитных лишайников, принятый в Международной совместной программе по комплексному мониторингу влияния загрязнения воздуха на экосистемы ЕЭК ООН, осуществляемой в рамках Конвенции о трансграничном загрязнении воздуха на большие расстояния (Инсаров и др., 1986; Trunk epiphytes, 2004). Этот метод адаптирован для импактного мониторинга лишайников в условиях большого города.

Эпифитные лишайники обследованы на деревьях двух пород: на дубе (*Quercus robur* L., кислая кора) и липе (*Tilia* sp., субнейтральная кора). Модельные деревья выбраны настолько близкими по возрасту/диаметру, насколько это было возможно. Диаметр модельных деревьев на высоте 1,5 м от земли находился в пределах 25 – 38 см. Выбранные деревья были с вертикальным стволом и не имели видимых повреждений. Пробные площади в парках и лесопарках закладывались на ровных опушках в местах, где стволы на высоте 1,5 м не затенялись подростом и подростом и имели приблизительно одинаковую освещенность. Из всех деревьев одной породы и диаметра на данной территории выбирали группы деревьев, расположенных как можно ближе друг к другу. Эти группы деревьев образуют пробные площади. Для выбора пробных площадей проводили рекогносцировочные обследования в парках и лесопарках. Количество пробных площадей и модельных деревьев на каждой площади, на которой производился учет, определяли исходя из времени, отведенного на исследование на данной территории. Во многих случаях количество модельных деревьев лимитировалось наличием лип и, особенно, дубов, удовлетворяющих вышеприведенным условиям. На большинстве площадей количество деревьев варьировало от 7 до 10. Координаты пробных площадей определяли с помощью спутникового навигатора.

В ходе выполнения работы было заложено 20 пробных площадей в Битцевском лесопарке, ЦПКиО имени М. Горького, Парке искусств, Нескучном саду, музее-заповеднике «Коломенское», парке возле Музея и общественного центра имени Андрея Сахарова, ландшафтном комплексе «Крылатские холмы». Учет проведен в общей сложности на 146 модельных деревьях – на 79 дубах и 67 липах.

На высоте 1,5 м от земли вокруг ствола накладывали мерную неэластичную ленту с миллиметровыми делениями так, чтобы нулевая отметка находилась на севере, а возрастание чисел на шкале соответствовало движению по часовой стрелке. Начиная от нулевой отметки, фиксировали начало и конец пересечения верхнего края мерной ленты с каждым талломом в мм. При этом оценивали линейное покрытие каждого вида лишайника. Эффективность линейных методов по отношению к площадным показана нами ранее (Инсаров, 1982). Фиксировали также все виды лишайников и подсчитывали количество талломов макролишайников на стволе дерева до высоты 2 м. Оценивали витальность талломов каждого вида по шкале витальности: 1 – здоровый таллом без признаков некроза, 2 – слабый некроз (<30%), 3 – средняя степень некроза (>30%, но <100%) и 4 – полностью некротизированный таллом (100%).

Сбор и обработку лихенологического материала осуществляли по стандартным методикам (Окснер, 1974; Вайнштейн и др., 1990). Идентификация таксонов была проведена с использованием отечественных и зарубежных определителей (Определитель..., 1971-2004; Титов, 1998; Окснер, 1956-1993; Brodo et al., 2001; Foucard, 2001; The Lichen flora..., 1994; Wirth, 1995). Поскольку все выявленные виды относятся к сумчатым грибам, их систематическое положение и объем семейств определяли в соответствии с Outline of Ascomycota (2007). Номенклатура дана по R. Santesson et al. (2004), за исключением рода *Melanohalea*, выделенного согласно O. Blanco et al. (2004), и рода *Caloplaca*, который рассматривается в трактовке «Определителя лишайников России» (2004). Для определения вида *Lepraria elobata* был использован метод тонкослойной хроматографии (TLC) (Orange et al., 2001), работу проводили в Музее естественной истории (Natural History Museum), Лондон, Великобритания. Образцы лишайников (общим числом 68) хранятся в гербарии Института лесоведения РАН. Отдельные дублиеты переданы в гербарий Ботанического института им. В. Л. Комарова РАН (LE, г. Санкт-Петербург).

После определения видовой принадлежности лишайников в полевых условиях и в лаборатории составлены списки видов, встреченных на каждом дереве и на каждой пробной площади. Эти списки затем объединены в общий список. Результаты учета лишайников занесены в базу данных.

Для выделения трендов состояния СЭЛ в условиях изменения фонового состояния атмосферы ранее был разработан обобщенный индекс (Израэль и др., 1986; Insarov et al., 1999), представляющий собой средневзвешенную сумму покрытия отдельных видов лишайников, входящих в сообщество. Веса подбираются так, чтобы максимизировать разрешающую способность индекса выделять тренд. Для определения весов используется информация о чувствительности видов лишайников к изучаемому фактору, в нашем случае, – к загрязнению атмосферы. Эта информация обобщена в работе И. Д. Инсаровой и Г. Э. Инсарова (1989), среди более поздних публикаций отметим работу Л. Г. Бязрова (2002). Традиционно с середины XX века изучали изменения видового состава и других характеристик СЭЛ в условиях загрязнения воздуха двуокисью серы, поэтому среди оценок чувствительности видов лишайников к различным загрязнителям преобладают оценки чувствительности к SO_2 . Как уже указывалось, в настоящее время в Москве большую роль стало играть загрязнение воздуха окислами азота и пылью. Хотя данные о чувствительности видов лишайников к этим загрязнениям имеются (Davies et al., 2007), по нашему мнению, их пока недостаточно для построения обобщенного индекса (анализ этих данных приведен ниже). Поэтому в качестве количественных показателей состояния СЭЛ выбраны встречаемость и покрытие, оцениваемые по отдельности для нитрофитных и ацидофитных видов.

Результаты и обсуждение

На заложенных пробных площадях в результате количественных обследований выявлено 28 видов лишайников (таблица). Дополнительно (вне пробных площадей и на других субстратах в пределах пробных площадей) выявлено еще 15 видов лишайников, один подвидовой таксон (форма), а для одного образца удалось установить только родовую принадлежность. Этими «дополнительными» видами являются: *Caloplaca cerina* f. *chloroleuca* (Sm.) Th. Fr., *C. pyracea* (Ach.) Th. Fr., *Chaenotheca ferruginea* (Turner ex Sm.) Mig., *Cladonia botrytis* (K. Hagen) Willd., *C. fimbriata* (L.) Fr., *C. rangiferina* (L.) Web. ex Wigg., *Eopyrenula leucoplaca* (Wallr.) R. C. Harris, *Lecania koerberiana* J. Lahm., *Lecanora carpinea* (L.) Vain., *Lepraria elobata* Tønsberg, *Mycobilimbia carnealbida* (Müll. Arg.) V. Wirth, *Physcia aipolia* (Ehrh. ex Humb.) Fürnr., *Placynthiella icmalea* (Ach.) Coppins et P. James, *P. cf. uliginosa* (Schrad.) Coppins et P. James, *Rinodina septentrionalis* Malme, *Trapeliopsis flexuosa* (Fr.) Coppins et P. James, *Xanthoria* sp. Таким образом, всего в результате проведенных исследований выявлено 44 вида и 1 форма лишайников, принадлежащих 24 родам из 12 семейств. Род *Strangospora*, согласно последним так-

сономическим исследованиям имеющий неясную позицию в системе (Outline of Ascomycota, 2007), в данном случае считаем отдельным семейством.

Наши данные указывают на преобладание представителей семейств Physciaceae (11 видов), Parmeliaceae, Teloschistaceae (по 5 видов каждое), Lecanoraceae и Cladoniaceae (по 4 вида), что в достаточной степени закономерно для урбанолихенофлоры крупного города: доминирование по числу видов семейства Physciaceae и более значительная роль представителей семейства Teloschistaceae в Москве по сравнению с Московской областью отражает общие тенденции антропогенной трансформации лишенофлор (Мучник, 2005).

На пробных площадях наибольшая частота встречаемости и наиболее высокие показатели жизненности наблюдаются у следующих видов: *Lecanora albellula*, *Scoliciosporum sarothamni*, *Phaeophyscia orbicularis*, *P. nigricans*, *Physcia stellaris*. Эти виды, вероятно, наиболее толерантны к городской среде. Из литературы (van Herk, 1999; Wolseley et al., 2006) известно, что последние три вида обитают на деревьях с эвтрофицированной корой (т.е. с субнейтральной корой, обогащенной соединениями азота). В то же время, с достаточно высокой частотой, но с более низкими показателями жизненности на пробных площадках встречаются *Parmelia sulcata* и *Hypogymnia physodes* – виды, широко распространенные в большинстве районов бореальной зоны Голарктики, чаще на кислом субстрате, и относительно устойчивые к кислотному загрязнению воздуха (Инсарова, Инсаров, 1989).

Среди выявленных на пробных площадях лишайников три вида – новые для территории Москвы (*Candelariella efflorescens*, *Scoliciosporum sarothamni*, *Strangospora pinicola*), вне площадей или в их пределах на других субстратах (исключая модельные деревья) выявлены еще 6 новых для Москвы видов: *Eopyrenula leucoplaca*, *Lecania koerberiana*, *Lepraria elobata*, *Mycobilimbia carnealbida*, *Placynthiella icmalea*, *Trapeliopsis flexuosa*. Новизна находок оценивалась на основании литературных источников, опубликованных в период с 1849 г. по 2006 г. включительно (их подробный анализ содержится в статье Г. Э. Инсарова и Е. Э. Мучник (2007)) и публикации Л. Г. Бязрова (2007), размещенной в сети Интернет. Таким образом, с учетом последних находок и уточнений, общее число видов лишайников, выявленных на территории современной Москвы за более чем 150 лет исследований составляет 163.

Исключительно интересна находка в Олимпийском лесопарке эпифитного лишайника *Mycobilimbia carnealbida*, характерного для старовозрастных лесов (Голубкова, 2003). Кроме новых видов, выявлены лишайники, включенные в Красную книгу Москвы (2001), один из них (*Evernia prunastri*) – в пределах пробной

площади в ландшафтном комплексе «Крылатские холмы», второй (*Cladonia botrytis*) – в Национальном парке «Лосиный остров» в ходе рекогносцировочного обследования. Научный интерес представляют также находки *Cladonia rangiferina*, *Lecanora carpinea*, *Phycia dubia*, *Placynthiella* cf. *uliginosa*, поскольку эти виды, согласно литературным данным, не отмечались в Москве уже более 45 лет. Один из перечисленных видов – *Phycia dubia* – достаточно часто встречается в пределах пробных площадей, как на дубах, так и на липах.

Находки таких видов как *Chaenotheca ferruginea*, *Cladonia botrytis*, *C. rangiferina*, *Eopyrenula leucoplaca*, *Evernia prunastri*, *Lecania koerberiana*, *Mycobilimbia carnealbida*, *Trapeliopsis flexuosa* и видов рода *Placynthiella* – свидетельство того, что даже в сильно трансформированной городской среде сохраняются микронизи для обитания лишайников «лесной» экологии.

Чаще всего исследователи относят эпифитные лишайники к экологическим группам, выделяемым по свойствам субстрата, к которому лишайники приурочены. Следуя широко распространенной классификации (например, Wolseley et al., 2006; Davies et al., 2007), мы разделили выявленные на модельных деревьях 28 видов на три группы в соответствии с литературными данными об их приуроченности к коре с определенными свойствами – нитрофиты, ацидофиты, индифференты. К видам-индифферентам отнесены неявные ацидофиты и нитрофиты, а также виды, приуроченность которых к кислоте («бедному») или эвтрофицированному («богатому») субстрату не определена (см. примечание к таблице). Как видно из таблицы, к явным нитрофитам относятся виды 4, 5, 15-20, 22, 27, 28 (всего 11 видов), к ацидофитам – виды 7, 8, 12, 24, 26 (всего 5 видов). Вид 1 мы относим к видам с неопределенным статусом, поскольку разные источники трактуют его по-разному.

Для сравнения покрытия и встречаемости ацидофитов и нитрофитов мы использовали только данные, полученные методом линейных пересечений. На субнейтральной (эвтрофицированной) коре липы нитрофитные виды по всем изученным показателям (покрытие, встречаемость и число видов) явно преобладали над ацидофитными видами (рис. 1). Средние значения встречаемости и покрытия нитрофитов на липе выше соответствующих средних значений встречаемости и покрытия ацидофитов, разница между показателями статистически достоверна ($P=0,01$). Даже на кислой коре дуба число видов и встречаемость нитрофитов были значительно выше, чем ацидофитов (рис. 2). Это можно объяснить тем, что загрязнение воздуха пылью и соединениями азота часто вызывает защелачивание и способствует эвтрофикации коры тех пород деревьев, которые исходно имеют бедную кислую кору (к таким породам относится и дуб). Это явление может способствовать росту на такой коре нетипичных для нее видов-нитрофитов (van Herk,

**Виды лишайников, выявленные в Москве на модельных деревьях
(2006-2007 гг.), и их экологические группы, определяемые
кислотностью субстрата*)**

Виды лишайников	Ссылка **)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1. <i>Amandinea punctata</i> (Hoffm.) Coppins & Sheid.	-	-	-	-	-	-	A ₁	-	ND	N
2. <i>Caloplaca cerina</i> (Ehrh.ex Hedw.) Th. Fr.	-	-	-	-	-	-	N ₁	-	-	-
3. <i>Candelariella efflorescens</i> R.C. Harris et W.R. Buck	-	-	-	-	-	ND	-	-	-	-
4. <i>Candelariella vitellina</i> (Hoffm.) Müll.Arg.	-	N	-	-	-	-	N ₁	N	ND	N
5. <i>Candelariella xanthostigma</i> (Pers.) Lettau	-	N	-	-	-	-	N	N	-	-
6. <i>Cladonia coniocraea</i> (K. Hagen) Willd.	-	-	A ₁	-	-	-	A ₁	-	-	-
7. <i>Evernia prunastri</i> (L.) Ach.	A	A	-	-	A	A	A	A	A	A
8. <i>Hypogymnia physodes</i> (L.) Nyl.	A	A	-	-	A	A	A	A	A	A
9. <i>Lecanora albellula</i> (Nyl.) Th.Fr.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10. <i>Lecanora symmicta</i> (Ach.) Ach.	A ₁	-	-	-	-	A ₁	A ₁	-	ND	-
11. <i>Lecanora umbrina</i> (Ach.) A. Massal.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12. <i>Lepraria incana</i> (L.) Ach.	-	A	-	-	A	-	A	A	A	-
13. <i>Melanohalea exasperata</i> (De Not.) O. Blanco et al.	-	-	-	-	-	-	ND	-	-	-
14. <i>Parmelia sulcata</i> Tayl.	A ₁	-	-	-	-	-	ND	-	ND	-
15. <i>Phaeophyscia nigricans</i> (Flörke) Moberg	N	N	N	N	-	-	N	N	N	N
16. <i>Phaeophyscia orbicularis</i> (Neck.) Moberg	N	N	N	N	N	-	N	N	N	N
17. <i>Physcia adscendens</i> (Fr.) H. Olivier	-	N	N	N	-	-	N	N	N	N
18. <i>Physcia dubia</i> (Hoffm.) Lettau	-	N	N	-	-	-	N	N	N	N
19. <i>Physcia stellaris</i> (L.) Nyl.	-	-	N	N	-	-	ND	-	-	N
20. <i>Physcia tenella</i> (Scop.) DC.	N	N	N	N	N	-	N	N	N	N
21. <i>Physconia distorta</i> (With.) J.R.Laundon	-	-	-	-	-	-	N ₁	-	-	-
22. <i>Physconia enteroxantha</i> (Nyl.) Poelt	-	-	N	N	-	-	N	-	-	N
23. <i>Scoliciosporum chlorococcum</i> (Graewe ex Stenh.) Vezda	A ₁	-	-	-	-	-	A ₁	-	ND	-
24. <i>Scoliciosporum sarothamni</i> (Vain.) Vezda	-	-	-	-	-	-	A	-	-	-
25. <i>Strangospora pinicola</i> (A. Massal.) Körb	-	-	-	-	-	-	ND	-	ND	-
26. <i>Vulpicida pinastri</i> (Scop.) Mattsson et M. J.Lai	-	-	-	-	-	-	A	-	-	-
27. <i>Xanthoria parietina</i> (L.) Th. Fr.	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N
28. <i>Xanthoria polycarpa</i> (Hoffm.) Rieber	N	N	N	N	N	-	N1	N	N	N

*) А – ацидофитный вид, N – нитрофитный вид, A₁ – вид, приуроченный, в основном, к кислому субстрату, но не являющийся отчетливо выраженным ацидофитом, N₁ – вид, приуроченный, в основном, к эвтрофицированному субстрату, но не являющийся отчетливо выраженным нитрофитом, ND – вид с неопределенным статусом. Прочерк – отсутствие информации.

**) Экологические группы, определяемые кислотностью субстрата, приводятся по данным литературы:

- | | |
|---------------------------|--------------------------------------|
| 1. Wolseley, Pryor, 1999. | 6. Brodo et al., 2001. |
| 2. Wolseley et al., 2006. | 7. Wirth, 1995. |
| 3. Jovan, McCune, 2005. | 8. van Herk, 2002. |
| 4. Jovan, McCune, 2006. | 9. Davies et al., 2007. |
| 5. Larsen et al., 2007. | 10. Motiejūnaitė, Fautynowicz, 2005. |

1999, 2002). Ацидофитные виды доминировали на коре дуба только по покрытию (рис. 2), причем исключительно за счет одного вида – *Scoliosporum sarothamni*. V. Wirth (1995) определяет *S. sarothamni* как ацидофитный вид, других источников, подтверждающих этот статус, нами не найдено. *S. sarothamni* – единственный ацидофит, обнаруженный нами на коре липы, поэтому, возможно, принадлежность этого вида к группе ацидофитов следует пересмотреть. Итак, мониторинг эпифитных лишайников в Москве в 2006-2007 годах выявил явное преобладание нитрофитных видов над ацидофитными.

Нами был проведен анализ принадлежности встреченных в Москве в разное время видов эпифитных лишайников к группе ацидофитов и нитрофитов, исходя из литературных и собственных данных (рис. 3). В двух левых колонках показана доля видов-нитрофитов и ацидофитов в общем числе видов за весь период изучения лишайников в Москве. Средние две колонки отражают статус видов, не обнаруженных на территории современной Москвы в течение 45 лет (с 1961 года по 2005 год). Видно, что среди исчезнувших видов значительно больше ацидофитов. Возможно, это является одним из объяснений того факта, что в настоящее время в Москве доминируют нитрофиты (правые две колонки на рис. 3; учтены 28 видов лишайников, выявленных на заложенных пробных площадях в результате количественных обследований). Отметим, что в связи с отсутствием количественных данных о состоянии СЭЛ за прошлые годы, мы вынужденно анализировали лишь списки видов лишайников. Такой анализ не позволяет проводить статистические сравнения, а возможно лишь выявление тенденции на качественном уровне.

К сожалению, исследования лишенобиоты Москвы до конца 80-х годов прошлого века проводились довольно спорадически, поэтому по ним сложно судить об изменениях, происходивших в структуре лишайниковых сообществ под влиянием смены экологических условий. Они дают лишь некоторое представление о видовом составе лишайников в городе. Литературные данные показывают, что виды, наиболее чувствительные к кислотному загрязнению, в Москве не встречаются уже 45 лет, а некоторые и в течение более длительного времени, например, *Lobaria pulmonaria* и *Placynthiella uliginosa* описаны только в работах первой декады прошлого века (см. обзор Инсаров, Мучник, 2007). В 2006 г. Л. Г. Бязров обнаружил 5 видов эпифитных лишайников, которые не выявлены в работах 90-х годов (Бязров, 1994, 2002; Пчелкин, 1998), но есть в списке Н. С. Голубковой 1961 г. (Голубкова, 1961), т.е. эти виды не были найдены в Москве в течение 45 лет. К ним относятся: *Lecania dubitans*, *Lecanora carpinea*, *Melanohalea olivacea*, *Pertusaria albescens* и *Ramalina pollinaria* (Бязров, 2007). Четыре из пяти перечисленных видов весьма чувствительны к загрязнению воздуха двуокисью серы (Инсарова, Инсаров, 1989), относительно чув-

ствительности *Lecania dubitans* сведений у нас нет. *Lecanora carpinea* найдена также Е. Э. Мучник в ходе обследования 2006-2007 гг. В это же время ею обнаружена и *Placynthiella cf. uliginosa*, которая ранее приводилась только в работе А. А. Еленкина (1906-1911). Этот вид, по данным С. А. Пристяжнюка, очень устойчив к загрязнению воздуха в Сибири, где он растет в окрестностях Норильска (Pristyazhnyuk, 2008). Возможны две причины, по которым перечисленные виды обнаружены только в последние годы:

- 1) эти виды могли обитать в тех местах на территории современной Москвы, где сборы лишайников вообще не проводились; существует также вероятность того, что в ходе предыдущих исследований перечисленные виды были пропущены случайно – просто не замечены при сборе материала;
- 2) возможна и реинвазия этих видов в связи с изменением состава атмосферного воздуха в городе. По данным Мосэкомониторинга среднегодовые концентрации диоксида серы в Москве в 2004 г. составили 6 мкг/м³, а в 2005 г. – 7,8 мкг/м³ (Бюллетень ..., 2005, 2006), что значительно ниже, чем 20-30 лет назад. Резкое снижение уровня диоксида серы связано со снижением промышленных выбросов в результате использования в теплоэнергетике в качестве топлива природного газа, а не мазута, угля и газа низкого качества, а также других причин (Бюллетень ..., 2006).

Обследований лишайников ни по одной из специально разработанных для долговременного мониторинга методик (напр., Asta et al., 2002) в Москве до сих пор не проводилось. Поэтому достоверно выявить тренд состояния лишайнобиоты не представляется возможным. Методики долговременного мониторинга предполагают обследование лишайников в максимально сходных условиях произрастания, т.е. на одной породе форофита, в одинаковых условиях освещенности и пр. Хотя в работе Л. Г. Бязрова (2007) и сравниваются результаты двух обследований эпифитных лишайников в Москве (работы 1988-1991 гг. и 2006 г.), но оба сравниваемых массива данных были получены автором без учета изложенных выше требований, предъявляемых к работам по мониторингу лишайников в условиях загрязнения окружающей среды. Так, например, были учтены и совместно обработаны данные по эпифитной лишайнобиоте деревьев разных пород и возрастов, а также разного наклона и степени повреждения. Полученные результаты не позволяют оценить достоверность изменений во времени и пространстве используемых автором показателей состояния СЭЛ в Москве, поэтому данные работы не могут служить основой для долговременного мониторинга лишайников в городе. Тем не менее, работа Л. Г. Бязрова (2007) помогает охарактеризовать возможные тенденции в изменении видового разнообразия эпифитных лишайников.

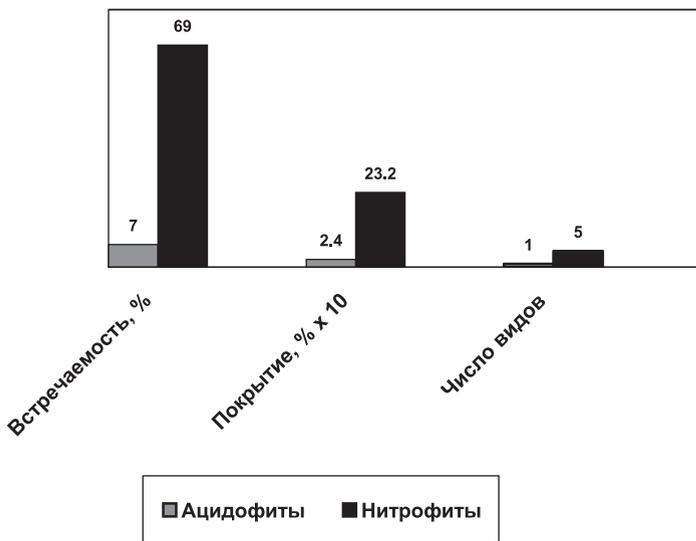


Рис. 1. Нитрофитные и ацидофитные лишайники на стволе липы (*Tilia* sp.) в Москве в 2006 -2007 гг.

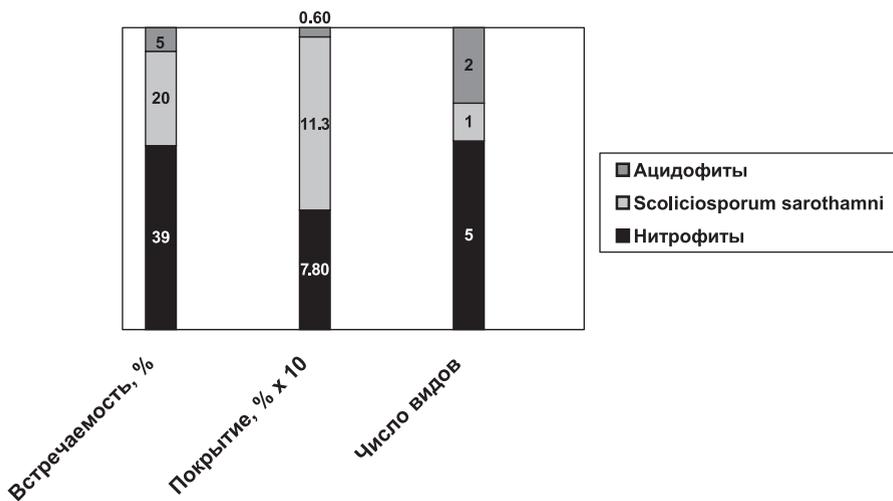


Рис. 2. Нитрофитные и ацидофитные лишайники на стволе дуба (*Quercus robur* L.) в Москве (2006-2007 гг.).

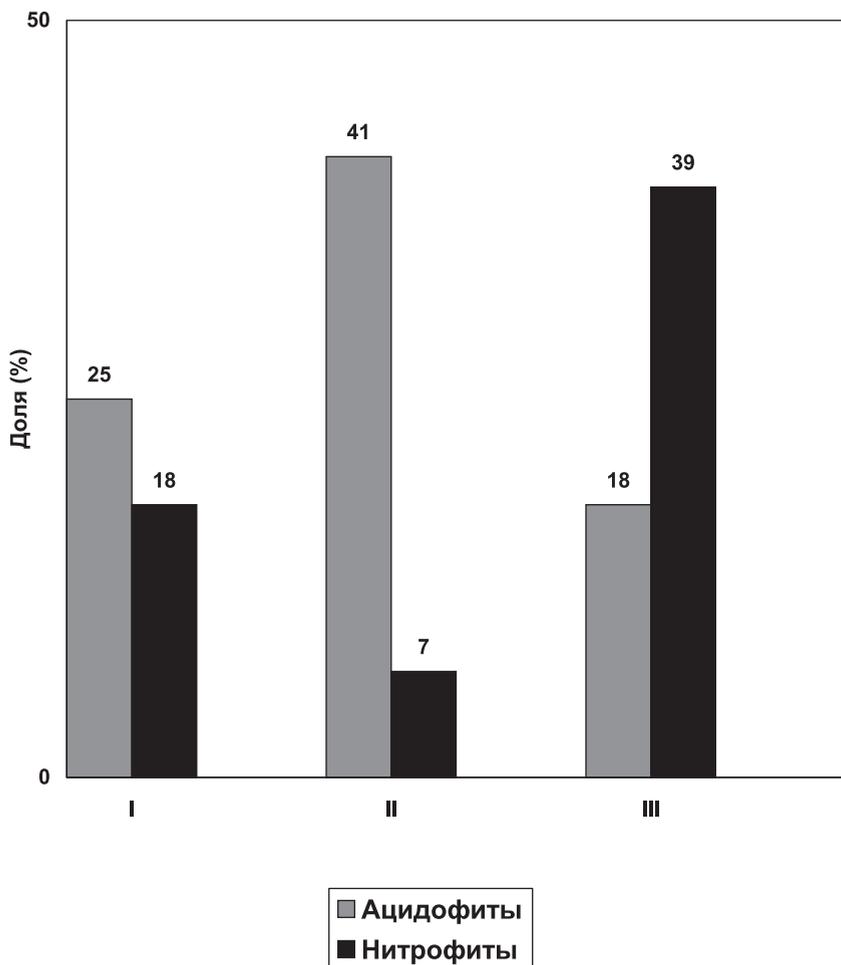


Рис. 3. Доля (%) видов ацидофитных и нитрофитных лишайников в общем количестве видов лишайников, обнаруженных на территории современной Москвы.

I – учтены все виды лишайников, обнаруженные в Москве в период с 1849 г. по 2007 г.

II – учтены все виды лишайников, обнаруженные в Москве в период с 1849 г. по 1961 г., но не выявленные в период с 1961 г. по 2005 г.

III – учтены все виды лишайников, обнаруженные в Москве в ходе наших исследований в 2006-2007 гг.

Снижение уровня двуокиси серы в воздухе мегаполисов произошло к 80-м годам XX века в странах Западной Европы и США, что способствовало реинвазии ряда видов. Однако было установлено, что резкое снижение концентрации SO_2 в воздухе не привело к полному восстановлению существовавшего ранее видового разнообразия эпифитных лишайников. Причина отсутствия многих видов и альянсов оставалась некоторое время неясной. Так, в достаточно чистых районах на коре деревьев, например, дуба, по-прежнему отсутствовали виды рода *Usnea* или альянсы *Parmelion* и т.д., что вызывало недоумение. Первое объяснение этому явлению дал С. М. van Herk (1999), опубликовав статью о смене структуры СЭЛ в Нидерландах. Он связал появление большого числа нитрофитных видов (в том числе и на несвойственных им субстратах) с обогащением среды азотсодержащими соединениями, имевшем место параллельно снижению уровня SO_2 к концу XX века.

Как было отмечено ранее, в настоящее время основным источником поступления загрязняющих веществ в атмосферу города является автотранспорт. Окислы азота и аммиак относятся к приоритетным загрязняющим воздух веществам в Москве (Бюллетень ..., 2005). Мы, к сожалению, не располагаем данными о содержании в воздухе города аммиака, также оказывающего влияние на СЭЛ. Аммиак, основным источником которого является сельское хозяйство, активно выделяется и в плотно населенных городах при процессах метаболизма людей, домашних животных и птиц, с мусорных свалок, а также при сжигании некоторых видов топлива (Ryaboshapko, 2001). Что касается окислов азота, то в 2004 г. и 2005 г. среднегодовые концентрации диоксида и оксида азота составили 38 мкг/м^3 и 41 мкг/м^3 соответственно (Бюллетень ..., 2005, 2006). На крупных автотрассах часто наблюдается значительное (на 90%) превышение среднесуточных нормативов (Бюллетень ..., 2006).

Следует отметить, что в настоящее время влияние соединений азота на биоразнообразие лишайников активно изучается как в городах (Davies et al., 2007), так и в сельскохозяйственных районах, (Pinho et al., 2009; Sutton et al., 2009; Wolseley et al., 2009). Несмотря на то, что набор соединений азота в воздухе сельских районов и городов примерно одинаков, в сельскохозяйственных, особенно в животноводческих районах, концентрация аммиака значительно выше, чем других соединений азота. В воздухе городов, напротив, концентрация окислов азота значительно выше, чем других соединений азота, что преимущественно связано с выбросами автотранспорта. Поэтому для того, чтобы охарактеризовать чувствительность лишайников Москвы к воздействию соединений азота мы воспользовались результатами исследования реакции лишайников на изменение состава воздуха в Лондоне (Davies et al., 2007). Окис-

лы азота (особенно диоксид) оказывают значительное влияние на метаболизм многих видов лишайников. Концентрации окислов азота в обоих мегаполисах близки (Бюллетень ..., 2006; Davies et al., 2007). Для Лондона показано появление и распространение видов лишайников, устойчивых к воздействию окислов азота, и построена шкала чувствительности эпифитных лишайников, растущих на ясене обыкновенном *Fraxinus excelsior* L., к воздействию окислов азота (Davies et al., 2007). Из 44 видов, выявленных в ходе наших исследований на территории Москвы, 18 можно с некоторой долей приближения охарактеризовать с помощью этой шкалы. Десять видов принадлежат к устойчивым (баллы от 1 до 3 по 10-балльной шкале) – *Amandinea punctata*, *Lepraria incana*, *Parmelia sulcata*, *Phaeophyscia nigricans*, *P. orbicularis*, *Physcia adscendens*, *P. tenella*, *Scoliciosporum chlorococcum*, *Xanthoria parietina*, *X. polycarpa*; два вида (*Candelariella vitellina* и *Physcia aipolia*) – к относительно устойчивым (балл 4); четыре вида (*Evernia prunastri*, *Hypogymnia physodes*, *Lecanora carpineae*, *L. symmicta*) – к относительно чувствительным (баллы 6 и 7) и два (*Physcia dubia* и *Strangospora pinicola*) к чувствительным (балл 8). Отметим, что понятия «нитрофит» и «вид, устойчивый к воздействию оксидов азота», не идентичны. Так, в группу устойчивых видов попадают отнюдь не только нитрофиты, но и такой явный ацидофит, как, например, *Lepraria incana*, а нитрофитный вид *Physcia dubia* охарактеризован как весьма чувствительный к загрязнению оксидами азота. И, тем не менее, в среднем, большей устойчивостью к этим поллютантам обладают нитрофитные виды или виды-индифференты.

В результате эксплуатации автотранспорта в воздух, наряду с другими веществами, выбрасывается пыль (мелкие взвешенные частицы размером менее 10 мкм), окислы азота и аммиак. Окислы азота непосредственно влияют на СЭЛ, снижая количество чувствительных видов и их покрытие. Пыль и аммиак опосредованно влияют на СЭЛ, так как они оседают на коре деревьев, что вызывает ее эвтрофикацию и защелачивание. Возможно, именно эти загрязняющие вещества способствуют появлению и распространению значительного числа нитрофитных видов, что отмечено как в работе Л. Г. Бязрова (2007), так и в настоящей статье. Однако только применение методов долгосрочного мониторинга лишайников может помочь достоверно оценить происходящие изменения.

Заключение – перспективы мониторинга эпифитных лишайников в Москве

Как показал анализ литературы и фондовых материалов, долговременный мониторинг лишайников до 2006 г. в Москве не про-

водился. Выполненные работы закладывают основу долгосрочного мониторинга сообществ эпифитных лишайников в условиях меняющегося качества атмосферы Москвы. Такой мониторинг в течение многих лет проводится в ряде городов Европы, США и других стран и стал составной частью комплексных программ мониторинга загрязнения атмосферы и городской биоты. Поскольку лишайники являются весьма чувствительным к изменению качества воздуха компонентом биоты, а их собственная изменчивость относительно невелика, модификации в состоянии сообществ эпифитных лишайников, вызванные изменением уровня и характера загрязнения воздуха, могут быть обнаружены раньше, чем изменения биоты в целом. Это позволит заблаговременно принимать решения, необходимые для устойчивого развития природного комплекса Москвы.

Долговременный мониторинг сообществ эпифитных лишайников целесообразно осуществлять на особо охраняемых природных территориях, где законодательно запрещена деятельность (строительство, прокладка дорог, рубки и др.), приводящая к уничтожению мест обитания видов, в том числе и лишайников. Мониторинг следует проводить ежегодно, чтобы за 3-5 лет охватить основные охраняемые природные территории города. Сравнение состояний сообществ эпифитных лишайников Москвы с целью выявления тенденций в их изменении целесообразно проводить также раз в 3-5 лет.

Несмотря на то, что изучение видового разнообразия лишайников в Москве не было основной задачей нашего исследования, в ходе работы было выявлено девять новых для Москвы видов лишайников, два вида, занесенные в «Красную книгу Москвы» (2001), другие интересные виды. Это свидетельствует о том, что реализация разработанной системы мониторинга эпифитных лишайников может также внести вклад в изучение биоразнообразия и охрану природы в городе.

Благодарности

Благодарим Б.Л. Самойлова за консультации и помощь при выборе площадок. За помощь в определении лишайника *Lepraria elobata* приносим благодарность W. Purvis и S. LaGrecа, Музей естественной истории (Natural History Museum), Лондон, а также М. Kukva (Гданьский университет). Исследование выполнено при частичной поддержке со стороны Партнерства для европейского сотрудничества в области охраны окружающей среды (Partners for Environmental Cooperation in Europe), проект РЕСЕ-12 «Управление качеством воздуха в Москве и Лондоне».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бюллетень о загрязнении воздушной среды города Москвы за 2004 год. 2005. М.: Мосэкомониторинг. 48 С.
- Бюллетень о состоянии атмосферного воздуха в городе Москве в 2005 году. 2006. М.: Мосэкомониторинг. 72 С.
- Бязров Л. Г. Изменение видового разнообразия эпифитных лишайников г. Москвы – сравнение учетов 1988-1991 и 2006 гг. (http://www.sevin.ru/laboratories/biazrov_msk_2006.html; последний просмотр 11.01.2010).
- Бязров Л. Г. 2002. Лишайники в экологическом мониторинге. М.: Науч. мир. 336 С.
- Вайнштейн Е. А., Равинская А. П., Шапиро И. А. 1990. Справочное пособие по хемотаксономии лишайников. Л. 153 С.
- Голубкова Н. С. 2003. Сем. *Mycobilimbiaceae*. В кн.: Определитель лишайников России. Вып. 8. С.-Пб.: Наука. С. 189-197.
- Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2005 году». 2006. М.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, (<http://www.mnr.gov.ru/part/?act=more&id=3106&pid=948>; последний просмотр 11.01.2010).
- Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2008 году». 2009. М.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, (<http://www.mnr.gov.ru/part/?act=more&id=4565&pid=113>; последний просмотр 11.01.2010).
- Еленкин А. А. 1906-1911. Флора лишайников Средней России. Изд. Естественно-исторического музея гр. У. Л. Шереметевой в с. Михайловском Московской губ. Ч. 1, 2, 3-4. Юрьев. 682 С.
- Израэль Ю. А., Филиппова Л. М., Инсаров Г. Э., Семевский Ф. Н., Семенов С. М. 1986. Методологические аспекты осуществления фоновых мониторинга состояния биоты суши. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 9. Л.: Гидрометеоздат. С. 8-21.
- Инсаров Г. Э. 1982. Об учете лишайников-эпифитов на стволах деревьев. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 5. Л.: Гидрометеоздат. С. 25-32.
- Инсаров Г. Э., Мучник Е. Э. 2007. Лишайники в условиях загрязнения воздуха в Москве. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 21. С.-Пб.: Гидрометеоздат. С. 404-434.
- Инсаров Г. Э., Филиппова Л. М., Семенов С. М. 1986. Методы оценки состояния эпифитной лишайниковой флоры в связи с фоновым загрязнением природной среды. В кн.: Изучение загрязнения окружающей природной среды и его влияния на биосферу: Матер. III заседания международной рабочей группы по проекту № 14 МАВ ЮНЕСКО. Л.: Гидрометеоздат. С. 123-131.
- Инсарова И. Д., Инсаров Г. Э. 1989. Сравнительные оценки чувствительности эпифитных лишайников различных видов к загрязнению воздуха. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. 12. Л.: Гидрометеоздат. С. 113-175.
- Красная книга Москвы. 2001. Отв. ред. Б. Л. Самойлов, Г. В. Морозова. М.: АБФ. 622 С.
- Мучник Е. Э. 2005. Антропогенная трансформация лишайниковой флоры (основные тенденции). В кн.: Теоретические проблемы экологии и эволюции (IV Любичевские чтения). Тольятти. С. 146-156.
- Окснер А. М. 1956-1993. Флора лишайников Украины. В 2-х томах. Київ: Наукова думка. (Т. 1. 495 С.; Т. 2: вып. 1. 499 С., вып. 2. 541 С.).
- Окснер А. Н. 1974. Определитель лишайников СССР. Вып. 2: Морфология, систематика и географическое расположение. Л.: Наука. 281 С.
- Определитель лишайников России. 1996-2004. С.-Пб.: Наука. (Вып. 6. 203 С.; Вып. 7. 166 С.; Вып. 8. 277 С.; Вып. 9. 138 С.).
- Определитель лишайников СССР. 1971-1978. Л.: Наука. (Вып. 1. 410 С.; Вып. 2. 283 С.; Вып. 3. 275 С.; Вып. 4. 343 С.; Вып. 5. 304 С.).

Пчелкин А. В. Распространение лишайников в Москве. 1998. М. 21 С. Деп. в ВИНТИ 5.10.1998; № 2910-B98).

Пчелкин А. В. 1999. Фильтрующая роль лесонасаждений на примере Московской кольцевой автомобильной дороги (МКАД) и национального парка «Лосиный остров». В кн.: Проблемы управления качеством окружающей среды. (Сб. докл. IV междунар. конф.). М.: Изд-во Прима Пресс-М. С. 225-232.

Титов А. Н. 1998. Таблицы к определению порошкоплодных лишайников (порядок Caliciales) России. В кн.: Новости систематики низших растений. Т. 32. С.-Пб: Наука. С. 92-110.

Asta J., Erhardt W., Ferretti M., Fornasier F., Kirschbaum U., Nimis P.L., Purvis O. W., Pirintsos S., Scheidegger C., van Haluwyn C., Wirth V. 2002. Mapping lichen diversity as an indicator of environmental quality. In: P. L. Nimis, C. Scheidegger, P. A. Wolseley (eds.) – Monitoring with lichens – monitoring lichens. Nato Science Series. IV. Earth and Environmental Science, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Boston, London. P. 273-279.

Blanco O., Crespo A., Divakar P. K., Esslinger T. L., Hawksworth D. L., Lumbsch H. T. 2004. *Melanelixia* and *Melanohalea*, two new genera segregated from *Melanelia* (Parmeliaceae) based on molecular and morphological data. Mycological Research. V. 108. P. 873-884.

Brodo I. M., Sharnoff S. D., Sharnoff S. 2001. Lichens of North America. New Haven-London: Yale Univ. Press. 795 P.

Davies L., Bates J. W., Bell J. N. B., James P. W., Purvis O. W. 2007. Diversity and sensitivity of epiphytes to oxides of nitrogen in London. Environm. Pollution. V. 146, № 2. P. 299-310.

Foucard T. 2001. Svenska scorplavar och svampar som växer på dem. Stockholm: Interpublishing. 392 P.

Insarov G., Insarova I., Semenov S. 1999. A system to monitor climate change with epilithic lichens. Environm. Monitoring and Assessment. V. 55. P. 279-298.

Jovan S., McCune B. 2005. Air-quality bioindication in the greater Central Valley of California, with epiphytic macrolichen communities. Ecological Appl. V. 15, № 5. P. 1712-1726.

Jovan S., McCune B. 2006. Using epiphytic macrolichen communities for biomonitoring ammonia in forests of the greater Sierra Nevada, California. Water, Air, and Soil Pollution. V. 170, № 1. P. 69-93.

Larsen R. S., Bell J. N., James P. W., Chimonides P. J., Rumsey F. J., Tremper A., Purvis O. W. 2007. Lichen and bryophyte distribution on oak in London in relation to air pollution and bark acidity. Environment Pollution. V. 146. P. 332-340.

Motiejūnaitė J., Faūtynowicz W. 2005. Effect of land-use on lichen diversity in the transboundary region of Lithuania and northeastern Poland. Ekologija. № 3. P. 34-43.

Orange A., James P. W., White F. J. 2001. Microchemical methods for the identification of lichens. British Lichen Society. London. 101 P.

Outline of Ascomycota. 2007. Lumbsch, H. T. and S.M. Huhndorf (eds.). Myconet. V. 13. P. 1-58. – <http://www.fieldmuseum.org/myconet/outline.asp> (последний просмотр 19.12.2009).

Pinho P., Branquinho C., Cruz C., Sim Tang Y., Dias T., Rosa A., Máguas C., Martins-Loução M.-A. 2009. Assessment of Critical Levels of Atmospheric Ammonia for Lichen Diversity in Cork-Oak Woodland, Portugal. In: M. Sutton, S. Reis, S.M. Baker (eds.). Atmospheric Ammonia. Chapter 10. Springer Science+Business Media B. V. P. 109-119.

Pristyazhnyuk S. A. 2008. Assessment of Vegetation Cover by Lichen-Indication Methods (by the Example of the North of Central Siberia). Contemporary Problems of Ecology. V. 1, № 3. P. 322-327.

Ryaboshapko A. G. 2001. Anthropogenic ammonia emissions in the former USSR in 1990. Water, Air, and Soil Pollution. V. 130. P. 205-210.

Santesson R., Moberg R., Nordin A., Tønsberg T., Vitikainen O. 2004. Lichen-forming and lichenicolous fungi of Fennoscandia. Uppsala: Museum of Evolution, Uppsala University. 359 P.

Sutton M. A., Wolseley P. A., Leith I. D., van Dijk N., Sim Tang Y., James P. W., Theobald M. R., Whitfield C. 2009. Estimation of the Ammonia Critical Level for Epiphytic Lichens Based on Observations at Farm, Landscape and National Scales. In: M. Sutton, S. Reis, S. M. Baker (eds.). Atmospheric Ammonia. Chapter 6. Springer Science+Buisness Media B. V. P. 71-86.

The Lichen flora of Great Britain and Ireland. 1994. O. W. Purvis, B. J. Coppins, D. L. Hawksworth, P. W. James & D. M. Moore (eds.). London: Natural History Museum Publ. 710 P.

Trunk epiphytes. 2004. Manual for integrated monitoring. Helsinki: Publ. Finn. Environm. Inst. (UN ECE Convention on long-range transboundary air pollution, International cooperative programme on integrated monitoring of air pollution effects on ecosystems, ICP IM Programme Centre (<http://www.environment.fi/default.asp?contentid=21139&lan=en>; последний просмотр 11.01.2010).

van Herk C. M. 1999. Mapping of ammonia pollution with epiphytic lichens in the Netherlands. Lichenologist. V. 31, № 1. P. 9-20

van Herk C.M. 2002. Epiphytes on wayside trees as an indicator of eutrophication in the Netherlands. In: P. L. Nimis, C. Scheidegger, P. A. Wolseley (eds.) Monitoring with lichens – monitoring lichens. Nato Science Series. IV. Earth and Environmental Science. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Boston, London. P. 285-290.

Wirth V. 1995. Die Flechten Baden-Wurttembergs. Teil 1-2. Stuttgart: Hohenheim 1006 S.

Wolseley P. A., Pryor K. V. 1999. The potential of epiphytic twig communities on *Quercus petraea* in a Welsh woodland site (Tycanol) for evaluating environmental changes. Lichenologist. V. 31, № 1. P. 41-61.

Wolseley P. A., James P. W., Theobald M. R., Sutton M. A. 2006. Detecting changes in epiphytic lichen communities at sites affected by atmospheric ammonia from agricultural sources. Lichenologist. V. 38, № 2. P. 161-176.

Wolseley P. A., Leith I. D., van Dijk N., Sutton M. A. 2009. Macrolichens on Twigs and Trunks as Indicators of Ammonia Concentrations Across the UK – a Practical Method. In: M. Sutton, S. Reis, S. M. Baker (eds.). Atmospheric Ammonia. Chapter 9. Springer Science+Buisness Media B. V. P. 101-108.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОТОСИНТЕЗА ЗЕЛЕННОГО ЛИСТА У РАСТЕНИЙ ТИПА С3 И С4 ПРИ ИЗМЕНЕНИИ КОНЦЕНТРАЦИИ CO₂ В АТМОСФЕРЕ

А. Н. Полевой

Украина, 65016, Одесса, ул. Львовская, д. 15, Одесский государственный экологический университет, apolevoy@te.net.ua

Реферат. Рассматривается процесс диффузии молекул CO₂ через устьичный аппарат зеленого листа, сопротивление которого обуславливается факторами окружающей среды. Приводится оценка влияния изменения температуры воздуха, влагообеспеченности и содержания CO₂ в атмосфере на интенсивность фотосинтеза зеленого листа у растений типа С3 и С4 при различной плотности потока фотосинтетически активной радиации. Показано, что улучшение условий влагообеспеченности приводит к возрастанию устьичной проводимости листа и более выраженной зависимости ее от температуры воздуха. Максимальная устьичная проводимость листа обеспечивается при сочетании запасов продуктивной влаги почвы равных 0,7–1,0 наименьшей влагоемкости в слое почвы 0–100 см и температуре воздуха 20–30°C. Наименее благоприятными условиями для газообмена листа являются сочетание малых скоростей ветра с низкими концентрациями CO₂ в воздухе.

При всех условиях увеличение концентрации CO₂ в воздухе вызывает повышение интенсивности газообмена. Особенно быстрый рост интенсивности фотосинтеза листа наблюдается при увеличении концентрации CO₂ от 100–200 до 400 ppm. В зависимости от концентрации CO₂ в атмосфере изменяется характер световой кривой фотосинтеза листа (наклон световой кривой фотосинтеза и величины насыщающей интенсивности фотосинтеза).

У С4-растений оптимум продуктивности лежит при температурах 26–32°C, а наивысшая продуктивность фотосинтеза у С3-растений достигается при температуре 20–25°C. Повышение концентрации CO₂ в атмосфере на 30% приведет к повышению интенсивности фотосинтеза на 4–5 мг·СО₂/дм²·час для С4-растений и на 2–3 мг·СО₂/дм²·час для С3-растений.

Ключевые слова. Газообмен, фотосинтез, диффузия, устьичная проводимость, сопротивление, листок, солнечная радиация, температура воздуха, влажность почвы, концентрация CO₂, скорость ветра, световая кривая фотосинтеза, производственный процесс растений.

MODELLING OF GREEN LEAF PHOTOSYNTHESIS OF C3 AND C4 PLANTS UNDER CHANGE OF CO₂ CONCENTRATION IN THE ATMOSPHERE

A. N. Polevoy

The Odessa state environmental university, 15, Lvovskaj str., 65016 Odessa, Ukraine,
apolevoy@te.net.ua

Abstract. Process of CO₂ molecules diffusion through stomatal mechanism of a green sheet which resistance is caused by factors of an environment is considered. The estimation of influence of change of air temperature, soil water content and CO₂ content in an atmosphere on intensity of photosynthesis of a green sheet at C3 and C4 plants under various density of a photosynthetic active radiation stream. It is shown, that improvement of soil water content conditions results in increase of stomatal conductivity of a sheet and its more expressed dependence on air temperature. Maximal stomatal conductivity of a sheet is provided at a combination of productive soil humidity stocks equal 0,7-1,0 least humidity capacities in a layer of ground of 0-100 sm and air temperature 20-30°C. The least favorable conditions for gas exchange of a sheet are a combination of small wind speeds to low CO₂ concentration in air.

Under all conditions the increase of CO₂ concentration in air causes increase of intensity of gas exchange. In particular fast growth of intensity of sheet photosynthesis is observed at increase of CO₂ concentration from 100-200 up to 400 ppm. Depending on CO₂ concentration in an atmosphere character of a light curve of sheet photosynthesis (an inclination of a light curve of photosynthesis and size of sating intensity of photosynthesis) changes.

At C4-plants the optimum of efficiency lays at temperatures 26-32°C, and the best efficiency of photosynthesis at C3-plants is reached at temperature between 20-25°C. Increase of CO₂ concentration in an atmosphere on 30% will lead to increase of intensity of photosynthesis on 4-5 mg·CO₂/dm²·hour for C4-plants and on 2-3 mg·CO₂/dm²·hour for C3-plants.

Keywords. Gas exchange, photosynthesis, diffusion, stomatal conductivity, resistance, the leaf, solar radiation, temperature of air, soil water content, CO₂ concentration, wind velocity, a light curve of photosynthesis, plant production process.

Введение

Последние десятилетия характерным является постоянно возрастающее внимание к проблеме повышения концентрации CO₂ в атмосфере. В рамках современной теории продукционного процесса растений, CO₂ является важнейшим аргументом функции фотосинте-

за листьев, который в значительной мере определяет интенсивность фотосинтеза и суммарную продуктивность любого растительного организма. Традиционно проблема математического моделирования фотосинтеза и газообмена посевов рассматривается состоящей из двух составляющих: во-первых, построение адекватной модели фотосинтеза листа – получения количественных характеристик связи интенсивности процесса фотосинтеза с факторами внешней среды для единичного изолированного элемента листовой поверхности, во-вторых, интегрирование полученных соотношений ко всей фотосинтезирующей совокупности растительного покрова.

К настоящему времени предложено множество моделей фотосинтеза листа различной степени сложности: от простейших полуэмпирических до детальных, учитывающих кинетику всех фото- и биохимических реакций, входящих в цикл Кальвина. Перечень моделей, приведенный в различных источниках (Бихеле и др., 1980; Горбачев, 1983; Полевой, 1983; Полуэктов и др., 2006; Сиротенко, 1981; Франс, Торнли, 1990;), показывает, что на сегодняшний день построено и успешно функционируют более 60-ти моделей, воспроизводящих рост и развитие не только важнейших сельскохозяйственных культур – озимой и яровой пшеницы, ярового ячменя, кукурузы, хлопка, сои, сахарной свеклы, салата, сорго, картофеля, риса, но также посевов цитрусовых и земляного ореха, луговой и пастбищной растительности, и даже отдельных экосистем. В конструкцию каждой модели обязательно входит блок фотосинтетической углекислотной продуктивности.

В связи с этим выполнение исследований, связанных с оценкой влияния изменения концентрации CO_2 на интенсивность фотосинтеза, построение адекватных количественных зависимостей, представляют интерес для динамического моделирования продукционного процесса сельскохозяйственных растений, получение количественных характеристик реакции растений на эти изменения.

Материалы и методы

В качестве объекта исследований рассматривался зеленый лист растений типа C3 и C4 и происходящий в нем процесс фотосинтеза при различных условиях радиационного, водно-теплового режимов и режима CO_2 в атмосфере.

Установлено (Фотосинтез, продукционный процесс и продуктивность растений, 1989), что в оптимальных условиях освещения и температуры интенсивность фотосинтеза листьев растений при повышении концентрации CO_2 в атмосфере до 0,10–0,20% возрастает в 2–4 раза. Это свойство растений, которое установлено в кратковременных измерениях газообмена листьев при разных концентрациях CO_2 ,

дает уникальную возможность изучения взаимодействия фотосинтеза и роста в системе целого растения в экспериментах с продолжительным выращиванием растений в атмосфере с повышенным содержанием углекислого газа. При этом исследуется влияние излишка ассимилятов на активность и свойства фотосинтетического аппарата, взаимосвязь интенсивности фотосинтеза и продуктивности посевов,

В наше время уже не вызывает сомнения то, что обогащение атмосферы углекислым газом увеличивает общую и хозяйственную продуктивность растений вследствие усиления их фотосинтеза. Противоречивые данные, полученные по реакции на этот фактор лишь у растений, фотосинтез которых слабо отзывается на повышение концентрации CO_2 .

Подробный статистический анализ существующих работ, посвященный изучению влияния повышенных концентраций CO_2 на продуктивность сельскохозяйственных культур и некоторых представителей естественной растительности, выполнил Кимбалл, используя данные 70 публикаций (Kimball, 1981). Часть из них характеризует хозяйственную продуктивность культурных растений, другие – влияние обогащения CO_2 на протяжении определенного периода времени (на протяжении 21–57 дней для культурных видов и от 35–45 дней до 12 месяцев для видов естественной травянистой и древесной растительности) на сухую биомассу растений. Для унификации результатов автор рассчитал соотношения продуктивности исследуемых (при обогащении углекислым газом) и контрольных растений (при нормальной концентрации CO_2). Для сельскохозяйственных культур, кроме цветочных растений, получены значения соотношения хозяйственного урожая, которые равны 1,23 – 1,42 для огурцов и 1,52 – 1,54 для томатов. Для зерновых, зернобобовых и корнеплодов данное соотношение составляет в среднем около 1,60.

Был сделан вывод (Kimball, 1981), что удвоение концентрации CO_2 в земной атмосфере может привести к повышению продуктивности сельскохозяйственных культур в среднем на 33%. Однако, к этой оценке следует относиться критически, поскольку большинство опубликованных данных получено в условиях искусственного климата, на ограниченном количестве видов растений. Оценка сделана без учета вклада каждой культуры в мировые продовольственные ресурсы, а фактические границы варьирования экспериментальных данных пока очень большие, причины изменения которых остаются без довольно удовлетворительного объяснения. Именно поэтому нужны системные физиологические исследования реакции растений на разное содержание CO_2 в атмосфере для раскрытия механизмов, которые лежат в его основе.

При продолжительном выращивании растений с повышенным содержанием CO_2 в атмосфере происходит увеличение площади assi-

милирующей поверхности, повышение скорости роста сухой биомассы, возрастает чистая продуктивность фотосинтеза растений.

У злаков при выращивании в условиях с повышенным содержанием CO_2 в атмосфере возрастает количество боковых стеблей (Wittwer, 1979). В работе (Imai, Murata, 1976) показано, что влияние CO_2 на площадь листьев существенным образом зависит от температурного режима выращивания растений. Площадь листьев подсолнуха на 30-й день после всходов под действием удвоения концентрации CO_2 (до 660 мкл/л) при температуре день/ночь 23–28°C увеличивалась в 1,14 раз, а при 14–19°C день/ночь – в 1,6 раз.

Изучалась (Imai, Murata, 1976) реакция растений на повышение концентрации CO_2 при свободном размещении в условиях постепенного иссушения почвы (без полива). Наибольшее увеличение площади листовой поверхности растения в период достижения максимальной транспирации наблюдалось у люцерны (в 1,75 раз) и пшеницы (в 1,68 раз). Меньше всего у кукурузы, сорго и амаранта, площадь листьев возрастала соответственно в 1,40; 1,29 и 1,15 раз. На результаты опытов несомненно повлияло более сильное торможение роста листьев водным дефицитом на контроле и, очевидно, видовая специфика реакции растений на нарастание водного стресса при разных концентрациях CO_2 .

Несмотря на увеличение площади листовой поверхности и всего растения, обогащение атмосферы углекислотой приводит к значительному уменьшению отношения площади листьев к сухой массе растения. Одновременно соотношение массы листьев и массы растений (относительная площадь листьев) является показателем, который почти не зависит от концентрации CO_2 , поскольку в атмосфере с повышенным CO_2 , как правило, возрастает плотность листьев. В опытах под влиянием обогащения атмосферы углекислотой отмечается повышение величины чистой продуктивности фотосинтеза растений, в особенности значительное в начале вегетации (Morison, Gifford, 1984; Rogers, Thomas, Bingham, 1983; Sionit, Strain, Hellmers, 1982).

Увеличение чистой продуктивности фотосинтеза растений в атмосфере с повышенным содержанием CO_2 свидетельствует об усилении фотосинтеза растений в этих условиях. Снижение эффекта обогащения CO_2 на этот показатель на протяжении онтогенеза может быть обусловлено постепенным замедлением активности фотосинтетического аппарата излишком ассимилятов. Однако, не менее важную роль играет и снижение средней интенсивности фотосинтеза листьев растения вследствие их взаимного затенения, а также повышения затрат на дыхание (Wulf, Strain, 1982).

В работе (Neales, Nicholls, 1978) приводятся обобщенные данные о реакции растений на увеличение CO_2 в атмосфере (таблица) в виде отношения интенсивности фотосинтеза листа $\Phi_{\text{вкс}}$ при повышенном со-

держании CO_2 в воздухе к интенсивности фотосинтеза листа Φ_{200} при условии концентрации CO_2 в воздухе на уровне 200 ppm ($E = \Phi_{\text{экс}}/\Phi_{200}$) и различной плотности потока фотосинтетически активной радиации (ФАР).

Как видно из данных таблицы, величина отношения E колеблется в довольно широких пределах. Очевидно, что хотя эффект обогащения атмосферы углекислым газом для продуктивности растений всегда положителен, однако, его величина изменяется в широких пределах и определяется, прежде всего, степенью детерминированности вегетативного роста генотипа и внешними условиями (световым и температурным режимами, генетическим взаимодействием растений и т.п.).

Процесс фотосинтеза в листьях подразделяется на два этапа: диффузия молекул CO_2 из воздуха к центрам карбоксилования в клетке и биохимический цикл фотосинтеза в хлоропластах. Соответственно этому существуют два типа моделей фотосинтеза листа: диффузные модели фотосинтеза листа и модели биохимического цикла газообмена CO_2 в середине листа.

К первому типу моделей относится модель Гаастра (Gaastra, 1959) для описания диффузии молекул CO_2 в лист, которая записывается в виде

$$\Phi_L = \frac{C_0 - C_{Cl}}{r_a + r_s + r_m} \quad (1)$$

где C_0 и C_{Cl} – концентрация CO_2 (г $\text{CO}_2/\text{см}^3$) соответственно во внешнем воздухе и вблизи хлоропластов; r_a , r_s , r_m – диффузионные сопротивления для молекул CO_2 соответственно в пограничном слое листа, устьицах и клетках мезофилла.

Таблица

Сравнение эффекта изменения интенсивности фотосинтеза при увеличении концентрации CO_2 в воздухе (Neales, Nicholls, 1978)

Растение	Интенсивность ФАР, Вт/м ²	Концентрация CO_2 , ppm		E
		Низкая	Высокая	
Модель СЗ листа	400	200	800	3,7
Томаты	150	200	800	3,2
Пшеница	300	200	500	2,6
Сахарная свекла	300	200	800	2,5
Подсолнечник	116	200	800	1,7
Гвоздика	450	200	800	2,2
Тростник	380	200	800	2,8

Биохимический цикл газообмена CO_2 в середине листа описывает модель Монси и Саеки (Monsi, Saeki, 1953)

$$\Phi_L(Q_\Phi) = \frac{\Phi_{\max} Q_\Phi}{\Phi_{\max}/a_\Phi + Q_\Phi} \quad (2)$$

где a_Φ – наклон световой кривой фотосинтеза при малых интенсивностях ФАР, то есть $a_\Phi = \Phi_L/Q_\Phi$ при $Q_\Phi \rightarrow 0$; Φ_{\max} – насыщающая интенсивность фотосинтеза; Q_Φ – интенсивность ФАР.

Работа (Горбачева, 1983) содержит обзор различных упрощенных моделей биохимического цикла фотосинтеза, которые можно свести к обобщенной формуле типа:

$$\Phi_L = \frac{1}{\frac{r_c}{C_C} + \frac{1}{a_\Phi I_{\Phi AP}} + \sum \frac{1}{A_0 k_i x_i}} \quad (3)$$

где A_0 – резерв акцептора CO_2 ; x_i – количество i -го фермента, который принимает участие в реакции карбоксилирования со скоростью k_i .

Следует отметить, что большой интерес для решения задачи оценки эффекта увеличения содержания CO_2 в атмосфере составляют модели фотосинтеза листа, в которых учитываются как процессы диффузии CO_2 в лист, так и биохимический цикл фотосинтеза при условии, что устьичное сопротивление является постоянной величиной. К таким моделям относится модель, предложенная в работе (Росс, Бихеле, 1958). В этой модели на первом этапе – диффузия молекул CO_2 из воздуха к центрам карбоксилирования в клетке описывается законами биофизики, а на втором этапе – биохимический цикл фотосинтеза в хлоропластах описывается законами фотобиологии и биохимии

$$\Phi_L = \frac{1}{\frac{1}{\Phi_m} + \frac{1}{\chi_\Phi a_\Phi I_\Phi} + \frac{r_{ac} + r_{sc} + r_m}{c_A}} \quad (4)$$

где Φ_m – потенциальный фотосинтез, то есть $\lim_{\substack{I_\Phi \rightarrow \infty \\ c_A \rightarrow \infty}} \Phi_L = \Phi_m$, который

зависит от температуры и физиологического возраста листа, а $r_m = r_{md} + r_{mx}$; a_Φ – наклон световой кривой фотосинтеза; I_Φ – интенсивность ФАР; χ_Φ – коэффициент поглощения листом ФАР; r_{mx} – эффективное сопротивление карбоксилирования.

Таким образом формула (4) объединяет зависимость фотосинтеза зеленого листа от солнечной радиации, концентрации CO_2 и от

диффузионных сопротивлений, что позволяет в численных экспериментах исследовать вопрос об эффективности утилизации солнечной энергии в зависимости от различных изменений концентрации CO_2 в атмосфере, плотности потока ФАР и турбулентного режима.

Сопротивление пограничного слоя определяется по выражению (Penman, 1953)

$$r_a = \frac{\ln[(z - d_0/z_0)]^2}{\chi^2 u}, \quad (5)$$

где r_a – сопротивление пограничного слоя; d_0 – высота слоя вытеснения; z_0 – высота слоя шероховатости; χ – постоянная Кармана; u – скорость ветра на высоте z .

Степень открытия устьичных щелей и связанное с ним устьичное сопротивление диффузии зависят от изменения окружающей среды и внутреннего состояния растения. Из внешних факторов на ширину устьичных щелей больше всего влияют свет, температура и влажность воздуха, условия влагообеспеченности.

Устьичная проводимость листа рассматривается как функция фотосинтетически активной радиации $Q_{\text{ФАР}}$, температуры воздуха T , дефицита насыщения воздуха водяным паром D , водного потенциала почвы Ψ_s (Kim, Verma, 1991)

$$R_s = R_s^{\text{opt}} \cdot [f(T) \cdot f(D) \cdot f(\Psi_s)], \quad (6)$$

где R_s – устьичная проводимость листа (величина, обратная устьичному сопротивлению); R_s^{opt} – потенциальная устьичная проводимость листа в зависимости от фотосинтетической радиации при оптимальных условиях тепло- и влагообеспеченности; $f(T), f(D), f(\Psi_s)$ – функции влияния температуры воздуха, дефицита насыщения воздуха водяным паром, водного потенциала почвы на устьичную проводимость листа, которые изменяются от 0 до 1. На свету устьица открываются при достаточном водоснабжении тем шире, чем больше интенсивность солнечной радиации.

Экспериментально установлено, что у большинства видов растений ночью устьица закрытые или полузакрытые, а при увеличении интенсивности ФАР $Q_{\text{ФАР}}$ быстро открываются.

Эта зависимость описывается гиперболической формулой (Monteith, 1965)

$$R_s^{\text{pot}} = \frac{a_1 Q_{\text{ФАР}}}{a_2 + Q_{\text{ФАР}}}, \quad (7)$$

где a_1, a_2 – эмпирические постоянные.

Температура воздуха влияет, прежде всего, на скорость открывания устьиц, которая зависит от поступления энергии, необходимой для процесса движения. При более высокой температуре (15–30°C) клетки имеют в своем распоряжении большое количество энергии, и потому не удивительно, что механизм открывания действует быстрее. При низкой температуре, приблизительно, 5°C устьица открываются очень медленно и неполностью, а при более низкой температуре (от 0 до –5°C) остаются закрытыми. При температуре воздуха выше оптимальной устьица также открываются неполностью, однако при повышенных температурах (40–45°C) у некоторых видов растений ширина устьиц снова достигает максимума.

Устьица открываются при температуре T_{min} , при повышении температуры воздуха T устьичная проводимость возрастает, затем при дальнейшем повышении температуры до максимальных значений T_{max} она уменьшается к минимальному значению и дальше следует закрытие устьиц. Эмпирически эта зависимость описывается формулой (Jarvis, 1976)

$$f(T) = \frac{(T - T_{min})(T_{max} - T)b}{(a_3 - T_{min})(T_{max} - a_3)b}, \quad (8)$$

где a_3, b – эмпирические параметры.

Важным внешним фактором, который регулирует состояние устьиц, является влагообеспеченность растений, водный дефицит листа. Оводненность листьев определяет степень открывания устьиц и, следовательно, поступление CO_2 в лист. Ширина устьичных щелей увеличивается с повышением тургора замыкающих клеток. Как только тургор падает, щель закрывается. Движение воздуха создает значительные градиенты давления водяного пара возле поверхности листа, поэтому прямое влияние влажности воздуха на степень открытия устьиц проявляется особенно четко при ветре. С повышением дефицита насыщения воздуха водяным паром (D) устьичная проводимость уменьшается (Lohammar et al., 1980; Turner et al., 1984)

$$f(D) = \frac{1}{1 + a_4 D}, \quad (9)$$

где a_4 – параметр.

Результаты

Нами при исследовании рассматривались условия, которые характеризуются оптимальной температурой воздуха (25°C) и оптимальной влагообеспеченностью (запасы продуктивной влаги в слое почвы 0–100 см составляют 0,75 наименьшей влагоемкости в этом слое).

При невысоких скоростях ветра наблюдается наибольшее сопротивление пограничного слоя зеленого листа диффузии молекул CO_2 в лист (рис. 1). Наиболее значительный он при скоростях ветра до 0,5 м/с. При дальнейшем увеличении скорости ветра сопротивление пограничного слоя листа существенно уменьшается. При скорости ветра 2–2,5 м/с он в пять раз меньше, чем при скорости 0,2 м/с. Увеличение скорости ветра более 3–4 м/с незначительно уменьшает сопротивление пограничного слоя листа.

Сочетание комбинаций температуры воздуха и влагообеспеченности (рис. 2) показывает, что при неблагоприятных условиях увлажнения почвы устьичная проводимость листа мало изменяется в зависимости от температуры воздуха. Так, при запасах продуктивной влаги в почве равных 0,2 наименьшей влагоемкости в слое почвы 0–100 см, значительных изменений величины устьичной проводимости листа при изменении температуры воздуха от 5 до 40°C не наблюдается. Улучшение условий влагообеспеченности приводит к возрастанию устьичной проводимости листа и более выраженной зависимости ее от температуры воздуха. Максимальная устьичная проводимость листа обеспечивается при сочетании запасов продуктивной влаги почвы равных 0,7–1,0 наименьшей влагоемкости в слое почвы 0–100 см и температуре воздуха 20–30°C.

Результаты расчетов показывают (рис. 3), что наименее благоприятными условиями для газообмена листа являются сочетание малых скоростей ветра с низкими концентрациями CO_2 в воздухе. Увеличение скорости ветра при низкой концентрации CO_2 дает положительный эффект, а одновременное возрастание скорости ветра и концентрации CO_2 в воздухе приводит к значительному повышению уровня интенсивности фотосинтеза листа. Так, при скорости ветра 5 м/с и возрастании концентрации CO_2 в воздухе с 200 ppm до 800 ppm интенсивность фотосинтеза листа возрастает в 1,47 раз. Полученная нами величина изменения интенсивности фотосинтеза удовлетворительно совпадает с приведенными в таблице данными, которые характеризуют изменение уровня фотосинтеза в зависимости от возрастания концентрации CO_2 в воздухе. Некоторые расхождения объясняются разными условиями проведения исследований и расчетов, частично уровнем температуры воздуха, условиями увлажнения и турбулентного режима.

При всех условиях увеличение концентрации CO_2 в воздухе вызовет повышение интенсивности газообмена (рис. 4). Расчеты выполнены при условии: оптимальная для фотосинтеза листа температура воздуха, оптимальные условия влагообеспеченности листа, плотность потока ФАР 400 Вт/м², скорость ветра 0,5 м/с. Углекислотная кривая фотосинтеза дает представление о зависимости интенсивности фотосинтеза зеленого листа от концентрации CO_2 в атмосфере. Параметры этой кривой характеризуются наклоном углекислотной

кривой фотосинтеза при низкой концентрации CO_2 в воздухе, то есть $a_C = \Phi_L/C_A$ при $C_A \rightarrow 0$, и величиной насыщающей интенсивности фотосинтеза Φ_{\max} при $C_A \rightarrow \infty$. В особенности стремительный рост интенсивности фотосинтеза листа наблюдается при увеличении концентрации CO_2 от 100–200 до 400 ppm.

Численные эксперименты позволили исследовать изменение световой кривой фотосинтеза листа в зависимости от концентрации CO_2 в атмосфере. Как видно из данных рис. 5, характер световой кривой существенно изменяется в зависимости от концентрации CO_2 в атмосфере. Эти изменения касаются наклона световой кривой фотосинтеза при низкой интенсивности ФАР, то есть $a_\Phi = \Phi_L/Q_\Phi$ при $Q_\Phi \rightarrow 0$. Параметр a_Φ световой кривой стремительно возрастает с повышением концентрации CO_2 в атмосфере. Такие значительные изменения характерны и для величины насыщающей интенсивности фотосинтеза Φ_{\max} при $Q_\Phi \rightarrow \infty$.

Так, если при концентрации CO_2 в атмосфере 100 ppm величина насыщающей интенсивности фотосинтеза достигает 20,8 мг· CO_2 /дм²·час, то при концентрации CO_2 в атмосфере 800 ppm она будет равняться 53,5 мг· CO_2 /дм²·час.

Интенсивность нетто-фотосинтеза при данном состоянии растения (его развитии и активности), при естественном содержании CO_2 в воздухе и при оптимальных величинах всех прочих внешних факторов называется фотосинтетической способностью. Фотосинтетическая способность – это величина, которая получается при стандартных условиях и может быть использована для характеристики определенных типов растений, а также видов, экотипов и даже отдельных сортов. В мире растений существуют огромные различия в фотосинтетической способности.

На первом месте стоят С4-растения (50–80 мг· CO_2 /(дм²·час); в результате фиксации на свету в клетках мезофилла этих растений образуются кислоты, содержащие четыре атома углерода. Из сельскохозяйственных культур в эту группу входят кукуруза, сорго, сахарный тростник, просо и др. За ними следуют С3-растения (20–40 мг· CO_2 /(дм²·час); фиксирующие CO_2 на свету и в восстановительном цикле Кальвина с образованием трех атомов углерода. В эту группу входит большинство сельскохозяйственных растений: пшеница, ячмень, овес, рис, картофель, подсолнечник, фасоль, свекла и др.

Растения, которые относятся к группе С4, имеют более высокую фотосинтетическую активность, это объясняется тем, что у них CO_2 , освободившийся в С3-хлоропластах клеток обкладки проводящих пучков, снова связывается С4-хлоропластами мезофилла. В то же время С3-растения даже на свету выделяют обратно значительное количество CO_2 при световом дыхании.

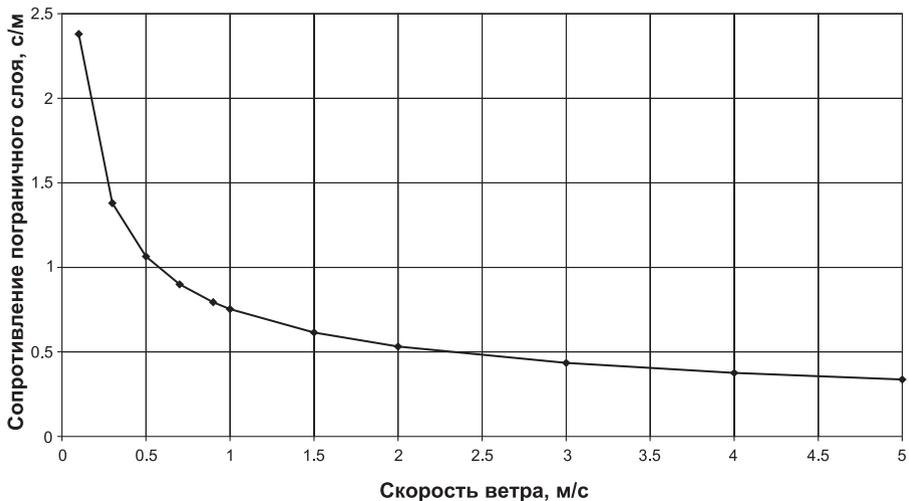


Рис. 1. Зависимость сопротивления пограничного слоя зеленого листа диффузии молекул CO_2 от скорости ветра.

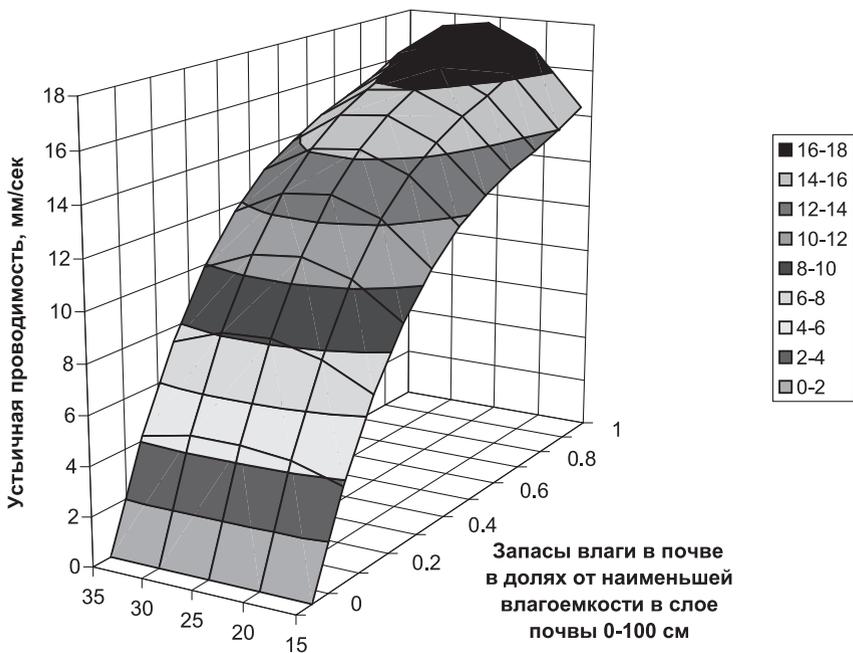


Рис. 2. Зависимость устьичной проводимости зеленого листа от температуры воздуха и влагообеспеченности при интенсивности ФАР 443 Вт/м^2 .

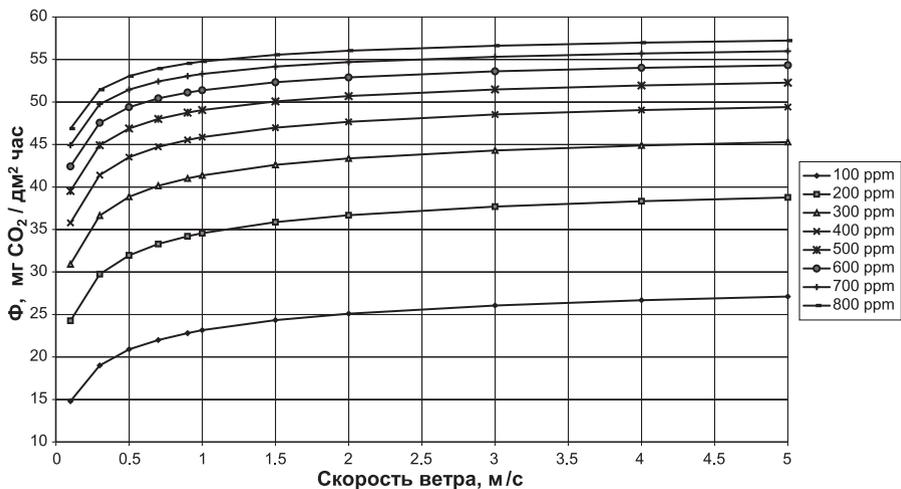


Рис. 3. Зависимость интенсивности фотосинтеза зеленого листа (Φ) от скорости ветра при различном содержании CO_2 в атмосфере.

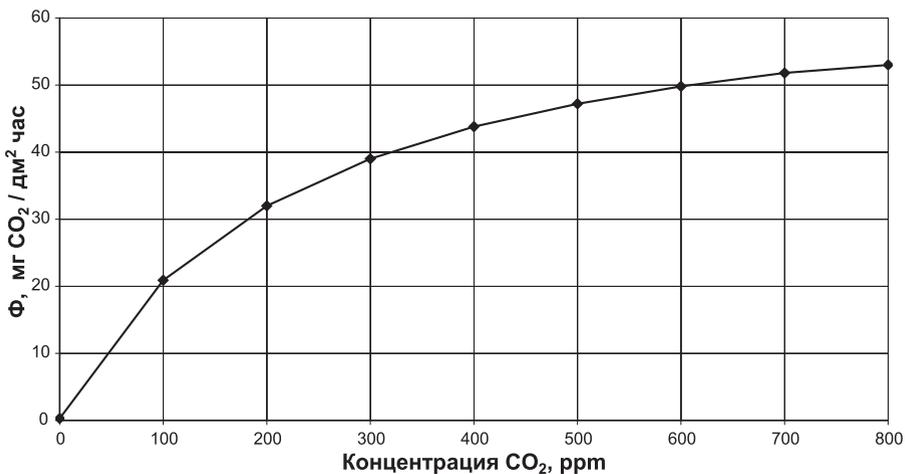


Рис. 4. Зависимость интенсивности фотосинтеза зеленого листа (Φ) от концентрации CO_2 в атмосфере при плотности потока $\Phi_{\text{АР}} 400 \text{ Вт/м}^2$.

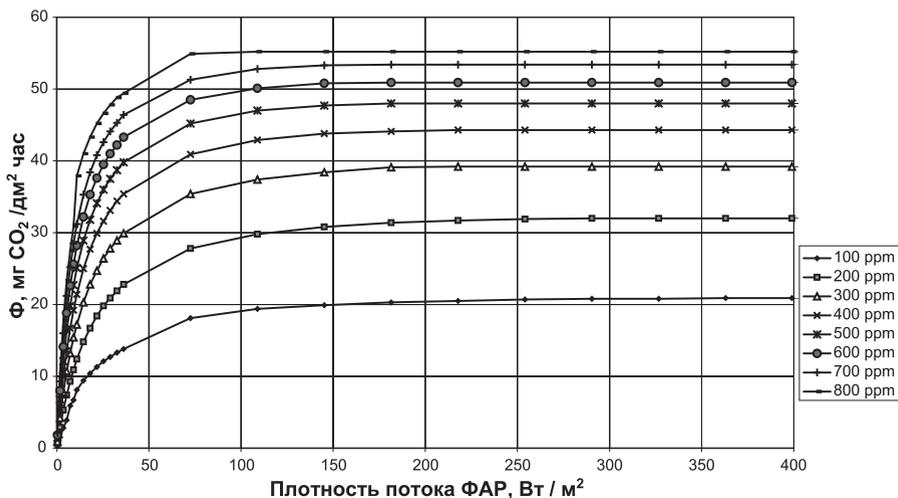


Рис. 5. Зависимость интенсивности фотосинтеза зеленого листа (Φ) от плотности потока ФАР при различном содержании CO_2 в атмосфере.

Чистый выход нетто-фотосинтеза Φ_L^{net} будет наибольшим в том случае, когда высокая фотосинтетическая способность сочетается с умеренной интенсивностью дыхания R_L . Это можно выразить при помощи экономического коэффициента

$$k_L = \Phi_L / R_L = (\Phi_L^{net} + R_L) / R_L. \quad (10)$$

Экономический коэффициент фотосинтетической способности k_L показывает, какую долю всего продукта фотосинтеза должны выделить листья для собственного дыхания при благоприятных условиях. Поскольку брутто-фотосинтез нельзя непосредственно определить, в качестве приближенной величины берется сумма нетто-фотосинтетической способности и дыхания (при соответствующей температуре). Экономический коэффициент фотосинтетической способности характеризует максимальную возможную эффективности газообмена. Листья высших растений способны связывать в 10–20 раз больше CO_2 , чем они выделяют в результате одновременно идущего темнового дыхания.

Если учитывать фотодыхание, то получается, что СЗ-растения работают гораздо менее экономно, т.к. экономический коэффициент фотосинтетической способности снижается в этом случае до 3–5; зато у С4-растений, у которых фотодыхание даже не обнаруживается, процесс фотосинтеза более эффективен. Таким образом, экономич-

ность фотосинтеза определяется не только продуктивностью самого фотосинтеза, но и экономным расходованием ассимилятов.

С этим экологически важным аспектом эффективного использования CO_2 связано и более существенно благоприятное отношение транспирированной воды к продукции сухого вещества: поскольку C_3 -растения, ассимилирующие по циклу Кальвина, вследствие светового дыхания выделяют обратно до 50% полученной CO_2 . Для формирования 1 г сухого вещества им требуется в среднем 450–900 г воды; растения же типа C_4 , не обладающие существенным световым дыханием, производят то же количество сухой массы, используя всего 250–350 г воды. Этот характерный для C_4 -растений тип фотосинтеза с более благоприятным соотношением CO_2 и H_2O представляет собой пример более эффективной экологической адаптации, особенно для тропических областей; и на самом деле, большинство C_4 -растений относятся к этим областям.

При сравнении световых кривых разных растений прежде всего выделяются разные виды с фиксацией CO_2 (рис. 6). Сравнение было проведено при оптимальных условиях влажно-температурного режима и при естественном содержании CO_2 в атмосфере. Рассматривались две разные по виду фиксации CO_2 сельскохозяйственные культуры – кукуруза и озимая пшеница. У C_4 -растений, таких как кукуруза, полное световое насыщение не достигается даже при высокой интенсивности света. При средней значении плотности потока ФАР они также функционируют продуктивнее, чем C_3 -растения (озимая пшеница), так как наклон световой кривой фотосинтеза у C_4 -растений составляет $0,5 \text{ (мг}\cdot\text{CO}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час})/(\text{Вт}/\text{м}^2)$, что в три раза больше в сравнении с этой же величиной у C_3 -растений. При плотности потока ФАР 600–700 $\text{Вт}/\text{м}^2$ интенсивность фотосинтеза в C_4 -растений составляет 53–54 $\text{мг}\cdot\text{CO}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$, в то время как у C_3 -растений она достигает только 29–30 $\text{мг}\cdot\text{CO}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$.

Зависимость газообмена от температуры определяется разностью между скоростями фотосинтетического усвоения CO_2 и процессов дыхания при той же температуре. Кроме того, здесь сказывается влияние температуры на ширину устьичных щелей. В определенной области повышение температуры усиливает нетто-фотосинтез, а в другой – тормозит этот процесс. Эти области определяются тремя кардинальными точками: нижней границей (температурным минимумом) нетто-фотосинтеза, температурным оптимумом и верхней границей (температурным максимумом) нетто-фотосинтеза.

Оптимумом можно считать область температур, при которых нетто-фотосинтез достигает 90% своей величины. Температурный оптимум нетто-фотосинтеза уже, чем оптимальный интервал температур для активности важных фотосинтетических ферментов, в то время как брутто-фотосинтез еще близок к максимуму, дыхание усиливается и снижает чистую продуктивность.

У С4-растений оптимум продуктивности лежит при температурах 35–45°C, в отдельных случаях даже при 50°C, т.е. очень высоких. Таким образом, для С4-растений – путь ассимиляции углерода служит генотипической предпосылкой для заселения крайне жарких местобитаний. У С3-растений оптимум (также как и другие кардинальные точки) зависит не сколько от вида, сколько от теплового режима в естественных местах обитания в период активной жизнедеятельности. Наивысшая продуктивность фотосинтеза этих растений достигается при температурах 20–30°C.

Как видно из рис. 7, с повышением температуры воздуха интенсивность фотосинтеза как в С3-растений, так и в С4-растений повышается, пока не достигнет некоторого оптимального уровня, который сохраняется в довольно широком диапазоне температур. Только при высоких температурах фотосинтез начинает уменьшаться и быстро прекращается. Для С3-растений этот оптимальный диапазон температур составляет 20–25°C, тогда как для С4-растений он сдвигается в сторону более высоких температур и равен 26–32°C.

Как было показано выше, повышение концентрации CO_2 в атмосфере приводит к повышению интенсивности фотосинтеза. В рассмотренном нами сценарии изменения климата предполагается увеличение содержания CO_2 в атмосфере на 30%. Выполненные оценки показывают, что при таких условиях состоится повышение интенсивности фотосинтеза зеленого листа (рис. 6). Немного большим (на 4–5 $\text{мг}\cdot\text{CO}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$) оно будет для С4 – растений, а для С3-растений это повышение составит 2–3 $\text{мг}\cdot\text{CO}_2/\text{дм}^2\cdot\text{час}$.

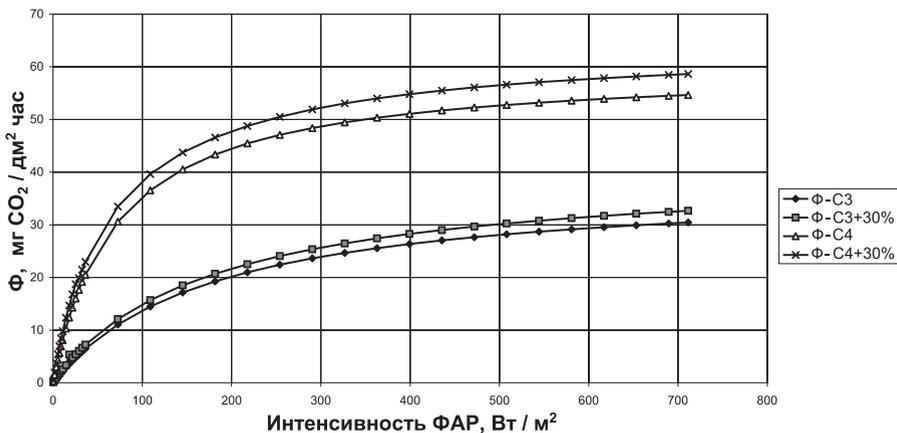


Рис. 6. Влияние фотосинтетически активной радиации (ФАР) на интенсивность фотосинтеза (Ф) зеленого листа С3 и С4 -растений при естественном содержании CO_2 (Ф - С3 и Ф - С4) и при увеличении содержания CO_2 в атмосфере на 30% (Ф-С3+30% и Ф-С4+30%).

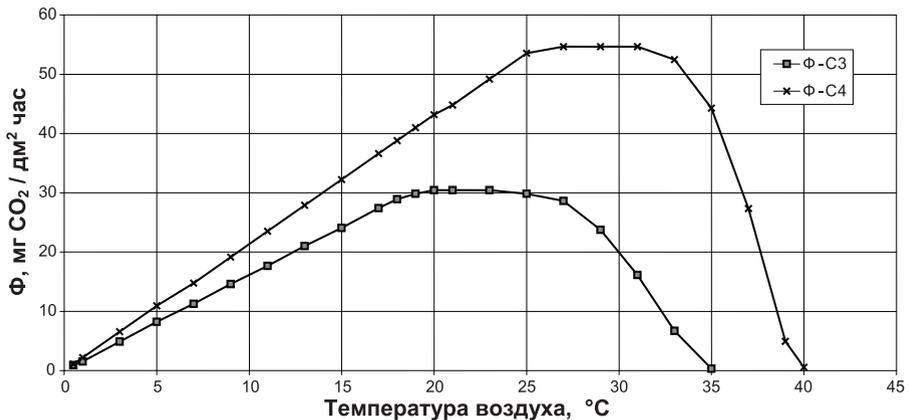


Рис. 7. Влияние температуры воздуха на интенсивность фотосинтеза (Ф) зеленого листа С3 и С4 -растений (Ф – С3 и Ф – С4) при оптимальной влагообеспеченности и естественном содержании CO_2 в атмосфере.

Выводы

Выполненная оценка влияния изменения температуры воздуха, влагообеспеченности и содержания CO_2 в атмосфере на интенсивность фотосинтеза зеленого листа у растений типа С3 и С4 при различной плотности потока фотосинтетически активной радиации позволяет сделать следующие выводы.

1. При невысоких скоростях ветра наблюдается наибольшее сопротивление пограничного слоя зеленого листа диффузии молекул CO_2 в лист. Наиболее значительный он при скоростях ветра до 0,5 м/с. При дальнейшем увеличении скорости ветра сопротивление пограничного слоя листа существенно уменьшается. При скорости ветра 2–2,5 м/с оно в пять раз меньше, чем при скорости 0,2 м/с.
2. Максимальная устьичная проводимость листа обеспечивается при сочетании запасов продуктивной влаги почвы равных 0,7–1,0 наименьшей влагоемкости в слое почвы 0–100 см и температуре воздуха 20–30°C.
3. Наименее благоприятными условиями для газообмена листа являются сочетание малых скоростей ветра с низкими концентрациями CO_2 в воздухе. Увеличение скорости ветра при низкой концентрации CO_2 дает положительный эффект, а одновременное возрастание скорости ветра и концентрации CO_2 в воздухе приводит к значительному повышению уровня интенсивности фотосинтеза листа.

4. При всех условиях увеличение концентрации CO_2 в воздухе вызовет повышение интенсивности газообмена. В особенности быстрый рост интенсивности фотосинтеза листа наблюдается при увеличении концентрации CO_2 от 100–200 до 400 ppm. Характер световой кривой существенно изменяется в зависимости от концентрации CO_2 в атмосфере. При концентрации CO_2 в атмосфере 100 ppm величина насыщающей интенсивности фотосинтеза достигает $20,8 \text{ мг} \cdot \text{CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{час}$, при концентрации CO_2 в атмосфере 800 ppm она будет равняться $53,5 \text{ мг} \cdot \text{CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{час}$.
5. При средних значениях плотности потока ФАР С4-растения функционируют продуктивнее, чем С3-растения (озимая пшеница), так как наклон световой кривой фотосинтеза у С4-растений (кукуруза) составляет $0,5 (\text{мг} \cdot \text{CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{час}) / (\text{Вт} / \text{м}^3)$, что в три раза больше по сравнению с этой же величиной у С3-растений.
6. У С4-растений (кукуруза) оптимум продуктивности лежит при температурах $26\text{--}32^\circ\text{C}$, а наивысшая продуктивность фотосинтеза у С3-растений (озимая пшеница) достигается при температурах $20\text{--}25^\circ\text{C}$.
7. Повышение концентрации CO_2 в атмосфере на 30% приведет к повышению интенсивности фотосинтеза на $4\text{--}5 \text{ мг} \cdot \text{CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{час}$ для С4-растений и на $2\text{--}3 \text{ мг} \cdot \text{CO}_2 / \text{дм}^2 \cdot \text{час}$ для С3-растений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бихеле З. Н., Молдау Х. А., Росс Ю. К. 1980. Математическое моделирование транспирации и фотосинтеза растений при недостатке почвенной влаги. Л.: Гидрометеоиздат. 223 С.
- Горбачев В. А. 1983. Математическое моделирование углекислотного режима сельскохозяйственных посевов. Обзорная информация ВНИИГМИ. МЦД, серия "Метеорология", вып. 10. 44 С.
- Полевой А. Н. 1983. Теория и расчет продуктивности сельскохозяйственных культур. Л.: Гидрометеоиздат. 175 С.
- Полуэктов Р. А, Смоляр Э. И., Терлеев В. В., Топаж А. Г. 2006. Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур. С.-Пб.: Изд-во С.-ПбГУ. 392 С.
- Росс Ю. К., Бихеле З. Н. 1968. Расчет фотосинтеза растительного покрова. – В кн.: Фотосинтез и продуктивность растительного покрова. Тарту: Изд-во ИФА АН ЭССР. С. 75 – 110.
- Сиротенко О. Д. 1981. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем. Л.: Гидрометеоиздат. 167 С.
- Фотосинтез, продукционный процесс и продуктивность растений /Гуляев В. И., Рожко И. И., Рогаченко А. Ди др. 1989. Киев: Наукова Думка. 152 С.
- Франс Дж., Торнли Дж.Х.М. 1990. Математические модели в сельском хозяйстве. М.: Агропромиздат. 303 С.
- Gaastera P. 1959. Photosynthesis of crop plants as influenced by light, carbon dioxide, temperature and stomatal diffusion resistance. Mededel. Landbouwhogeschool. Wageningen, V. 59, № 13. P. 1–68.
- Imai K., Murata Y. 1976. Effect of carbon dioxide concentration on growth and dry matter production of crop plants. 1. Effect on leaf area, dry matter tailoring, dry matter distribution ratio and transpiration. Proc. Crop Sci. Soc. Jap. V. 45, № 4. P. 598–606.

Jarvis P. G. 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. № 273. P. 593–610.

Kim J., Verma S. B. 1991. Modeling canopy stomatal conductance in a temperature grassland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*. V. 55. P. 149–166.

Kimball B. A. 1981. Carbon dioxide and agricultural yield: in assemblage and analysis of 430 prior observations. *Agron. J. V. 75*, № 6. P. 779–787.

Lohammar T., Larsson S., Lindner S., Falk S. 1980. FAST – simulation models of gaseous exchange in Scots pine. *Ecol. Bull.* № 32. P. 505–523.

Monsi M., Saeki T. 1953. Über den Lichtfaktor in den Pflanzengesellschaften und seine Bedeutung für die Stoffproduktion. *Jap. J. Bot.* № 14. P. 22–52.

Monteith J. L. 1965. Light distribution and photosynthesis in field crops. *Annual Botan.* № 113. P. 17–37.

Morison J. I. L., Gifford R. M. 1984. Plant growth and water use with limited water supply in high CO₂ concentrations. *Austral. J. Plant Physiol* V. 11, № 5. P. 361–384.

Neales T. F., Nicholls. 1978. Growth responses of young wheat plants to a range of ambient CO₂ levels. *Awst. J. Plant Physiol.* № 5. P. 45–49.

Penman H. L. 1953. The physical basis of irrigation control. In: P. M. Syngé (Editor), *Rep. Thirteenth Int. Horticultural Congress 1952*. V. 2. The Royal Horticultural Society, London, P. 913–924.

Rogers H. H., Thomas J. F., Bingham G. E. 1983. Response of agronomic and forest species to elevated atmospheric carbon dioxide. *Science*. V. 220. P. 45–95.

Sionit N., Strain B. R., Hellmers H. 1982. Interaction of atmospheric CO₂ enrichment and irradiance on plant growth. *Agron. J. V. 74*, № 6. P. 721–725.

Turner N. C., Schulze E. D., Gollan T. 1984. The responses of stomatal and leaf gas exchange to vapor pressure deficits and soil water content. *Oecologia*. № 65. P. 348–355.

Wittwer S. H. 1979. Future technological advances in agriculture and their impact on the regulatory environment. *BioScience*. V. 26, № 6. P. 603–610.

Wulf R. D., Strain B. R. 1982. Effects of CO₂ enrichment on growth and photosynthesis in *Desmodium paniculatum*. *Can. J. Bot.* V. 60, № 7. P. 1084–1091.

ВЛИЯНИЕ НАБЛЮДАЕМОГО И ОЖИДАЕМОГО ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ НАСЕКОМЫХ

В. В. Ясюкевич¹⁾, Е. А. Давидович²⁾,

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

Реферат. Предполагаемое потепление климата может влиять на распространение насекомых различным образом, как показано на приведенных в этой работе примерах. Повышение температуры и деградация многолетней мерзлоты на территории России будут способствовать расширению ареалов многих насекомых в северном и восточном направлениях, возникновению вспышек массового размножения вредителей сельского и лесного хозяйства там, где они ранее не отмечались. Однако, повышение температуры может привести и к сокращению южных частей ареалов ряда видов.

Улучшение условий теплообеспеченности не означает автоматического смещения границ ареалов к северу. Формирование ареалов зависит от многих других факторов, например, от наличия кормовой базы, действия хищников, патогенов, конкурентов, особенностей фотопериодической реакции. В этих условиях особое значение приобретает изучение экологии конкретных видов насекомых, а также система энтомологического мониторинга.

Ключевые слова. Изменение климата, насекомые, ареалы, вредители, сельское хозяйство, лесное хозяйство.

INFLUENCE OF OBSERVABLE AND EXPECTED CLIMATE CHANGE ON DISTRIBUTION OF INSECTS

V. V. Yasjukevich¹⁾, E. A. Davidovich²⁾,

¹⁾ Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS, 20B, Glebovs-kaya str., 107258 Moscow, Russia, v1959@yandex.ru

²⁾ CNSHB of Russian Academy of Agrarian Sciences, 3B, Orlikov per., 107139 Moscow, Russia

Abstract. Prospective warming of a climate can influence distribution of insects by various image, as shown in the examples resulted in this work. Rise in temperature and degradation of a long-term frozen ground in territory of Russia will promote expansion of areas of many insects in northern and east directions, to occurrence of flashes of mass duplication of wreckers rural and a forestry there where they earlier

were not marked. However, rise in temperature can result and in reduction of southern parts of areas of some kinds.

Improvement of thermal resource conditions does not mean automatic displacement of borders of areas to the north. Formation of areas depends on many other things factors, for example, from presence of a forage reserve, action of predators, pathogen, competitors, features of photoperiodic reaction. In these conditions special value is got with studying ecology of concrete kinds of insects, and also system энтомологического monitoring.

Keywords. Climate change, insects, areas, wreckers, an agriculture, a forestry.

Введение

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 периодически 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, b; Climate Change 2001, 2001a, b, c; Climate Change 2007, 2007a, b, c).

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 века происходило практически во всех регионах России во все сезоны года.

За 100-летний период с 1901 по 2000 г. общее потепление составило 0,66°C в среднем для земного шара и 1,00°C для России. За послед-

ние 100 лет (1907–2006 гг.) аналогичные оценки составили $0,75^{\circ}\text{C}$ в среднем для земного шара и $1,29^{\circ}\text{C}$ 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 регионов России. За период 1976–2006 гг. суммарное среднее потепление в целом по России составило $1,33^{\circ}\text{C}$ за 31 год, т. е. превысило 100-летнее среднее потепление ($1,00–1,29^{\circ}\text{C}$). Соответственно скорость потепления после 1975 г. много больше, чем за столетие в целом; для территории России – это $0,43^{\circ}\text{C}/10$ лет против $0,10–0,13^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Характер межгодовых колебаний количества осадков, особенно с середины 1960-х годов, сложен. Грубо можно выделить периоды увеличения осадков – до 1960-х и после 1980-х годов, а между ними – примерно два десятилетия разнонаправленных флуктуаций.

В целом по 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/месяц за 10 лет, хотя описывает лишь $12,7\%$ межгодовой изменчивости. Наиболее заметным является увеличение весной осадков в среднем по России ($1,4$ мм/месяц 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 Западной Сибири (Оценочный доклад..., том I, 2008).

Показательно сравнение двух последних тридцатилетий: 1946–1975 гг. и 1976–2005 гг. по среднегодовым температурам и количеству осадков. Локальное похолодание за период 1976–2005 гг. по сравнению с периодом 1946–1975 гг. отмечено на Кольском полуострове, Предкавказье и, наиболее выраженное, к югу и востоку от залива Кара-Богаз-Гол (до 1°C). 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°C) и Казахстане (Ясюкевич и др., 2009).

На большей части территории России, других стран СНГ и Балтии за период 1976–2005 гг. по сравнению с периодом 1946–1975 гг. произошло увеличение среднегодового количества осадков, наиболее проявившееся на севере Европейской части России, средних и южных широтах Восточно-Европейской равнины, на востоке Средне-сибирского 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 века 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 суток с морозом может сократиться от 2 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 ожидается 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 века, причем преимущественно в результате сокращения площади многолетних льдов. В некоторых расчетах к концу XXI века 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 века, где в первой серии учитывались и антропогенные, и естественные внешние воздействия на климатическую систему Земли, а во второй только естественные внешние воздействия. 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 экспериментах, где антропогенные воздействия не учитываются, температура в последние десятилетия XX века понижается. Для больших территорий, в частности, для всех континентов (за исключением Антарктиды) и для территории России, эволюция среднегодовой температуры приземного воздуха на протяжении XX века, полученная по ансамблю модельных расчетов при учете антропогенных и естественных внешних воздействий, довольно хорошо согласуется с наблюдаемой. Причем в последние десятилетия согласие модельных расчетов с данными наблюдений особенно хорошее (Оценочный доклад..., том I, 2008; Climate Change 2007, 2007a).

Выполненные недавно исследования, использующие формальные статистические методы для выделения вклада отдельных внешних воздействий в наблюдаемое глобальное потепление, показали, что вклад увеличения концентрации парниковых газов в тренд температуры во второй половине XX века был наибольшим (больше наблюдаемого тренда), а суммарное воздействие всех остальных факторов только ослабляло повышение температуры. Статистический анализ позволил также обнаружить антропогенное влияние не только на температуру приземного воздуха, но и на другие характеристики климатической системы, в частности на вертикальный профиль температуры атмосферы, на частоту и интенсивность климатических экстремумов, а также на изменения теплозапаса Мирового океана (Оценочный доклад..., том I, 2008; Climate Change 2007, 2007a).

Все указанные изменения достаточно хорошо воспроизводятся в модельных расчетах, учитывающих как антропогенные, так и естественные внешние воздействия (Оценочный доклад..., том I, 2008; Climate Change 2007, 2007a).

Материалы и методы

Для оценки влияния наблюдаемого и ожидаемого изменения климата были использованы данные открытой научной литературы. Литературные источники были разделены на 2 группы. В первую вошли источники, содержащие фактические данные фаунистических исследований, учетов численности насекомых, а также натурных экспериментов. Во вторую вошли результаты математического моделирования изменения ареалов насекомых при изменении климата. В данной работе рассматриваются, прежде всего, насекомые, имеющие значения для продовольственной безопасности и лесного хозяйства Российской Федерации.

Результаты и обсуждение

Данные фаунистических исследований, учетов численности насекомых, натурных экспериментов

Средиземноморская плодовая муха (*Ceratitis capitata* Wd.) широко распространена в южных широтах Старого и Нового света, повреждает многие плодовые культуры: цитрусовые, косточковые, яблоки, груши, айву. Основным лимитирующим фактором, ограничивающим распространение вида, является температурный режим. Минимальное значение суммы эффективных температур при пороге 10°C, обеспечивающее развитие одного поколения, составляет 2960°C. Большое значение для выживания и укоренения вида на новых территориях имеет температура в осенне-зимний период. Зона с температурами 12-15°C характеризуется как «зона нормального развития»; 2,7-5,5°C – «зона возможного развития»; -1 ... +1,6°C и сумма осадков за этот период не менее 120 мм – «зона случайного развития». Температуры ниже -5°C губительны для всех стадий развития плодовой мухи (Быковский и др., 2006). Очаг размножения вредителя существует в окрестностях Краснодара с 2001 г. Дальнейшее потепление климата может привести к его расширению и укоренению плодовой мухи на территории Ставропольского края, Республик Кабардино-Балкария, Карачаево-Черкесия, Северная Осетия (Алания), Дагестан, Ингушетия, Калмыкия, Адыгея, Чеченской Республики, а в дальнейшем и на территории Ростовской, Волгоградской и астраханской областей (Быковский и др., 2006).

Сроки вылета бабочек восточной плодовой мухи (*Grapholitha molesta* Busk.) перезимовавшего поколения в Сочи сместились с первой декады мая в 80-х гг. XX века на первую-вторую декаду апреля в 2001-2008 гг., что явилось следствием повышения средней температуры воздуха за период январь-май на 0,3-2°C и максимальной – на 1-4,5°C при норме 80-х гг. XX века 9,3 и 18,5°C соответственно. Это способствовало увеличению ущерба, наносимого вредителем ранне- и среднепелым сортам персика (Игнатова, 2009).

В Краснодарском крае удлинение вегетационного периода на 1-1,5 месяца позволило калифорнийской щитовке (*Quadraspidiotus perniciosus* Comst.) в начале XXI века развиваться в полных трех поколениях, тогда как в 90-е гг. XX века развитие третьего поколения не завершалось (Сторчевая, Прах, 2003).

Исследования, проведенные в Ленинградской области в 2003-2007 гг., позволили выявить ряд видов насекомых-фитофагов, ранее известных из более южных регионов Европейской территории России (Коваль, Гусева, 2008). В частности, отмечено появление колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say), существование которого

в Ленинградской области и севернее ранее считалось невозможным. Тем не менее, в настоящее время он не только стабильно существует в этом регионе, но и наносит существенный вред картофелю. Долгоносик *Gymnetron melanagrium* Germ. впервые был отмечен в 1987 г., листоед *Sphaeroderma testacium* F. – в 1999 г., цикадка *Eurybregma nigrolineata* Scott. – в 2005 г. Эти виды питаются сорной растительностью и не имеют экономического значения, но их появление свидетельствует об изменении агробиоценозов в связи с потеплением климата. Более существенно резкое увеличение численности свекловичной блошки *Chaetocnema laevicollis* Thoms. Ранее (1948-1998 гг.) этот вид обнаруживался в Ленинградской области в единичных экземплярах. В 2003-2004 гг. отмечено массовое ее появление на полях, однако, питались жуки на сорняках семейства маревых. А в 2007 г. свекловичная блошка питалась уже всходами столовой свеклы, повреждая более 90% растений (Коваль, Гусева, 2008).

Изменение климата может привести к увеличению риска акклиматизации ряда адвентивных видов насекомых. В частности, показано, что при экспорте картофеля из Перу, Чили, Парагвая, Боливии и Венесуэлы возможен завоз и акклиматизация андийских картофельных долгоносиков (род *Premnotrypes*), которые наносят в этих странах существенный экономический вред – поражение клубней может достигать 100% (Ижевский, 2001). В целом, в связи с возрастанием экспорта и импорта продовольственных товаров между различными странами масштабы завоза адвентивных видов увеличиваются (Кухта и др., 2001), а на фоне наблюдаемого ныне и предполагаемого в ближайшем будущем изменения климата можно предположить, что вероятность их акклиматизации повысится.

Одним из последствий глобального изменения климата в Сибири является возникновение вспышек массового размножения некоторых видов фитофагов, которые никогда не были массовыми или вовсе не отмечались в этом регионе (Гниненко, 2000). Так, в Томской области была отмечена вспышка массового размножения желтоголового пилильщика-ткача (*Acantholyda flaviceps* Retz.) (Гниненко, Хоничев, 1999, цит. по: Гниненко, 2000). Ранее этот вид не был известен из Сибири, а отмечался в окрестностях Санкт-Петербурга и в Мурманской области (Вержуцкий, 1993; Гуссаковский, 1935, цит. по: Гниненко, 2000).

В 1999 г. в осинниках Алтайского края и Республики Алтай отмечена вспышка массового размножения тополевой минирующей мушки (*Phytagromyza populi* Kalt.), не обнаруживавшейся ранее восточнее Урала (Гниненко, 2000).

Очаги массового размножения непарного шелкопряда (*Lymantria dispar* L.) во второй половине XX века на Дальнем Востоке продвинулись к северу более чем на 500 км (Юрченко, Турова, 1988, цит.

по: Гниненко, 2000). К северу продвинулись также очаги массового размножения восточного майского жука (*Melolontha hippocastani* F.), в 90-е гг. XX века они действовали в окрестностях г. Ноябрьска (Западно-Сибирская низменность) (Гниненко, 2000).

Впервые в Сибири в 1999 г. на севере Ханты-Мансийского автономного округа была выявлена вспышка массового размножения березового пилильщика-ткача (*Pamphilius varius* Lep.) (Гниненко, 2000).

Влияние изменения климата для лесных экосистем Сибири в рассматриваемом аспекте проявляется следующим образом: границы ареалов многих вредителей леса продвигаются на север, где они наносят существенный ущерб ланным породам; отмечаются вспышки массового размножения таких фитофагов, которые не отмечались как массовые, либо вообще не были известны в Сибири (Гниненко, 2000).

Вредная черепашка (*Eurygaster integriceps* Put.) в настоящее время находится в состоянии «экологического взрыва». Происходит расширение ее ареала, возрастание численности и вредоносности. Считается, что первоначальной областью ее распространения была Передняя Азия и прилегающие горные районы Средней Азии. Нынешняя экспансия вида связана как с антропогенными, так и с климатическими причинами. К первым относятся широкомасштабное увеличение посевов злаковых культур, в первую очередь, пшеницы (яровой и озимой), совершенствование агротехнологий, внедрение высокопродуктивных, преимущественно, малоустойчивых к воздействию вредителей, сортов, также развитие резистентности вредителя вследствие широко (Павлючук и др., 2000; Павлюшин и др., 2008;).

За последние 30 лет ареал вида расширился в северо-западном направлении на 200-300 км. Достоверно установленный ареал вредной черепашки включает южные районы России (к югу от линии Новый Оскол – Воронеж – Саратов – Хвалынский – Самара – Оренбург, Украины (к югу от линии Первомайск – Кировоград – Харьков, Молдавии (южнее Кишинева), Грузию, Армению, Азербайджан, Казахстан (западные и юго-восточные области, центральные степные районы южнее Астаны и Семипалатинска), отдельные районы Туркменистана, Узбекистана и Киргизии (Вилкова и др., 2004; Нейморовец и др., 2006). По Г. А. Викторову (1967) (Цит по: Нейморовец и др., 2006). Северная граница ареала вида в Европейской части СССР проходит по средней изотерме июля 20°C, а в северо-восточной части ареала – по изотерме января –15°C. При потеплении климата можно ожидать расширения ареала на север и восток, а также соединения разорванных ныне частей ареала в центральной части Северного Казахстана (Нейморовец и др., 2006).

Американская белая бабочка (*Hyphantria cunea* Drury) была завезена в Европу из Северной Америки 1939-1940 гг. К 1948 г. она заселила всю Венгрию, где была впервые обнаружена, а затем распространилась по территории других стран Европы – Чехословакии, Австрии, Болгарии, Греции, Италии, Югославии. В СССР впервые была обнаружена в Закарпатской области (предположительно из Венгрии), но распространилась там только в равнинной части, а дальнейшему ее распространению на восток воспрепятствовали горы. И только в 1966 г. американская белая бабочка проникла в Молдавию из Румынии и далее расселилась по южным областям Украины, а затем дошла на восток до побережья Каспийского моря (Адыгея, Дагестан, Кабардино-Балкария, Калмыкия, Карачаево-Черкессия, Ингушетия, Северная Осетия, Краснодарский край, Ставропольский край, Астраханская, Волгоградская, Ростовская области, Закавказье). В целом, на территории СНГ американская белая бабочка занимает довольно узкую полосу между 40 и 47 параллелями от Карпат до Западного побережья Каспия (Чураев, 1953; Американская белая бабочка, 1980). По сообщениям Интернет-источников, в настоящее время *Hyphantria cunea* появилась и в Киргизии.

Всюду в пределах вторичного ареала развивается в двух поколениях, куколки последнего диапаузируют. Диапауза индуцируется фотопериодической реакцией длиннодневного типа (величина критического фотопериода около 15 часов). Для развития одного поколения требуется сумма эффективных температур 800-1000°C при пороге развития около 10°C. Севернее 47 параллели теплообеспеченность достаточна для развития одного поколения, но чувствительные к длине дня стадии (гусеницы младших и средних возрастов) развивается в условиях длины дня больше критической и формирования диапаузы не происходит. Развитие же второго поколения, которое может диапаузировать, не завершается в виду недостатка тепла. Таким образом, даже при существенном потеплении расширение ареала этого вида в северном направлении, по крайней мере, для завезенной в Европу популяции, невозможно. Однако, при завозе популяций, происходящих с северных границ исходного ареала, например, из Онтарио, возможно укоренение американской белой бабочки и севернее 47° с. ш. (Саулич, 1994).

Еще более показательно проявилось значение фотопериодических реакций на примере попытки акклиматизации хищного клопа *Podisus maculiventris* Say. Этот весьма эффективный в Северной Америке энтомофаг имеет сходные первичные ареалы с вредителями, для подавления которых он предназначался – американской белой бабочкой и колорадским жуком. По условиям теплообеспеченности (сумма эффективных температур для развития одного поколения 400°C при пороге 11°C) он мог бы иметь на территории СССР столь же огромный

ареал, как и колорадский жук (см. ниже), давая от 1 поколения на севере до 3-4 на юге. Однако, попытка акклиматизации оказалось неудачной. Это связано с тем, что *Podisus maculiventris* имеет имагинальную диапаузу, контролируруемую фотопериодической реакцией длиннодневного типа (величина критического фотопериода около 13 ч., фоточувствительные стадии – личинки III возраста и имаго), к тому же, температурный оптимум проявления фотопериодической реакции весьма узок (Горышин и др., 1988; Саулич, 1994). Необходимое сочетание температурных и фотопериодических условий имеет место на территории нашей страны только на юге Краснодарского края (район Сочи). Возможно, что попытка акклиматизации северных популяций этого энтомофага, например, с юга Канады, была бы успешной. В реальности была взята популяция из штата Миссури, США, которая на территории СССР не прижилась (Саулич, 1994).

Яблонная плодовая жорка (*Cydia pomonella* L.) является одним из важнейших вредителей плодовых культур. Преимущественно повреждает яблоню, существенно вредит груше, повреждает плоды абрикоса и сливы, а также грецкого ореха. Распространена в Европейской части России, Западной и Восточной Сибири, в Алтайском крае, на Дальнем Востоке, Средней Азии. За пределами бывшего СССР – от южной части Скандинавии до Средиземноморья, в Северной Африке и на Ближнем Востоке. Акклиматизировалась в Южной Африке, Австралии, Новой Зеландии, Северной и Южной Америке, за исключением тропического пояса. Зимуют взрослые гусеницы в коконах, окукливание происходит весной (Васильев, Лившиц, 1984).

Жизненный цикл яблонной плодовой жорки определяется двумя основными характеристиками – теплообеспеченностью и длиной светового дня. Минимальная сумма эффективных температур, необходимая для развития одного поколения, составляет 500°C при пороге 10°C. Индукция диапаузы происходит при сокращении длины светового дня до величины критического фотопериода (КФП). В отношении яблонной плодовой жорки принято использовать КФП90, при котором диапаузирует 90% гусениц. Величина КФП90 для различных географических популяций может существенно различаться. Так, на широте 33° (Ближний Восток) КФП90 составляет 13,8 ч, в среднеазиатских районах СССР (39° с. ш.) – 13-14 ч, в штате Иллинойс (США, 39° с. ш.) – 14,2 ч, в штате Мичиган (США, 43° с. ш.) – 15,2 ч, в Эссентуках (СССР, 44° с. ш.) – 15,5 ч, в Нийоне (Швейцария, 45° с. ш.) – 16,5 ч, в Полтаве (СССР, 50° с. ш.) – 16,5 ч, Ленинграде – 18 ч (Васильев, Лившиц, 1984). По данным наблюдений в США, по мере продвижения на 10° широты в северном направлении КФП90 соответствующих популяций возрастает на 1,25 ч (Riedl, Croft, 1978).

Длина светового дня является величиной астрономической и не зависит от климатических флуктуаций, поэтому для яблонной пло-

дожорки величина КФП90 в Европейской части России достигается в первых числах августа, а количество поколений, которые могут развиться за сезон, определяется суммой эффективных температур к этому сроку (Васильев, Лившиц, 1984). Некоторое количество гусениц первого поколения уходит в диапаузу до наступления критического фотопериода, кроме того, часть гусениц диапаузируют 2 и 3 года. Такие особи являются своеобразным резервом вида, обеспечивающих его сохранения при внезапном ухудшении погодных условий, что делает невозможным развитие второго поколения по условиям теплообеспеченности (Васильев, Лившиц, 1984; Сторчевая, 1999).

Таким образом, яблонная плодожорка является более пластичным видом, чем *Hypphantria cunea* и *Podisus maculiventris* (см. приведенные выше примеры), что делает возможным при потеплении климата расширение ее ареала и увеличение числа поколений в пределах существующего ареала. Так, экспериментально показано, что в конце XX века число стабильно развивающихся поколений в Великих Луках (Псковская область) возросло до двух, а в центральной зоне Краснодарского края до трех (Овсянникова, Гричанов, 2002). Это позволяет предположить, что ущерб, наносимый яблонной плодожоркой, увеличится.

Оценка возможного изменения распространения насекомых при изменении климата путем математического моделирования

Сосновая пяденица (*Bupalus piniarius* (L.)) распространена в Евразии практически всюду в пределах ареала сосны обыкновенной, кроме Дальнего Востока – в Приморье, Северо-Восточном Китае и Корее ее замещает близкий вид *Bupalus vestalis* Stgr. Зимует куколка. Вспышки массового размножения возникают в лесостепных борах Европейской части России, на Урале, Алтае и в Минусинской котловине. Теплая продолжительная осень, повторяющаяся на протяжении двух или нескольких лет, способствует массовому размножению вредителя. Начавшаяся вспышка может длиться 6-8 лет. За XX столетие наблюдалось восемь таких вспышек; самая крупная из них была в 1940-1944 гг., которая захватила почти всю Европейскую часть России. Особенностью вспышек массового размножения сосновой пяденицы в Сибири является приуроченность к спелым насаждениям, в то время как в Европейской части этот вид предпочитает более молодые насаждения естественного и искусственного происхождения.

С помощью имитационной модели динамики численности сосновой пяденицы показано, что при потеплении климата, а именно, при повышении летней температуры на 2-4°C, возрастет вероятность воз-

никновения вспышек массового размножения в Центральной Сибири, а граница зоны, где эта вероятность может реализоваться, достигнет 56-57° с.ш., однако, для точного прогноза необходим тщательный анализ конкретных погодных условий и экологической обстановки (Исаев и др., 1997а, б; Пальникова и др., 2006).

Колорадский жук (*Leptinotarsa decemlineata* Say) являет собой один из сравнительно редких примеров живого организма, формирование ареала которого, да и само становление в качестве вредителя происходило непосредственно на глазах человека, за последние полторы сотни лет. За это время он заселил почти всю территорию Северной Америки (к концу XIX столетия), а с 1922 г начал расселение по Евразии и стал опаснейшим вредителем картофеля и некоторых других, важных в продовольственном отношении, пасленовых (Колорадский картофельный жук..., 1981).

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 снижении температуры до 18-20°C число диапаузирующих жуков возрастает настолько значительно, что делает фотопериодический контроль диапаузы минимальным (Колорадский картофельный жук..., 1981; Горышин и др., 1987; Саулич, 1994)

Согласно проведенному нами анализу (Ясюкевич и др., 2007), формирование ареала колорадского жука на территории стран СНГ и Балтии зависит в основном от температурных условий. Условия же увлажнения и наличия кормовой базы на рассматриваемой территории лимитирующими не являются. Потенциальный ареал колорадского жука наилучшим образом описывается следующим критерием: изотерма среднегодовой температуры 0°C ограничивает расширение ареала в северном и восточном направлении, а изотерма среднемесячной температуры июля +27°C – в южном. Летние температуры практически всей Южной Сибири пригодны для развития колорадского жука хотя бы в одном поколении. Однако благополучно перезимовать в условиях континентального климата при наличии многолетней мерзлоты он не может. Изменения ареала в 1966-1995 гг. по сравнению с периодом 1936-1965 гг. сравнительно невелики и носят локальный характер. Смещения границы ареала в разных его частях

разнонаправлены, что объясняется особенностями региональных и сезонных трендов изменения температуры. Формирование ареала колорадского жука на территории стран СНГ и Балтии в основном закончено. Вредитель заселил почти все доступные для него по климатическим параметрам территории. Дальнейшее расширение ареала и укоренение вредителя возможно лишь в Приморском и южной части Хабаровского краев, крайнем юге Камчатки, Южном Сахалине, что составляет небольшую часть от уже заселенной им территории. Распространение колорадского жука в Южной Сибири возможно при условии связанной с потеплением климата деградации многолетней мерзлоты (Ясюкевич и др., 2007).

В работе Е. Н. Поповой и И. О. Попова (2009) проведено моделирование потенциального ареала итальянского пруса (*Calliptamus italicus* L.) – одного из наиболее опасных и распространенных саранчовых на территории России. Зона массового размножения итальянского пруса в период 1956-1975 гг. описывается следующими климатическими критериями: годовая сумма среднесуточных температур воздуха, превосходящих 10°C, находится в интервале 2250-3500°C, а количество осадков за вегетационный период (апрель-сентябрь) – в интервале 100-280 мм. Выявленные изменения климатических параметров за период 1986-2005 гг. по сравнению с периодом 1956-1975 гг. указывают на сокращение модельного ареала итальянского пруса на территории Северного Кавказа, Поволжья и других областей европейской части России, и на смещение его северных границ к северу и северо-востоку в районе Южного Урала и Сибири. Однако реальный ареал этого вида саранчовых увеличился лишь за счет продвижения его северных границ на север. Это указывает на то, что верхние значения выявленных для временного интервала 1956-1975 гг. ограничивающих критериев – годовой суммы активных температур воздуха выше 10°C (3500°C) и количества осадков за вегетационный период (280 мм) – не являются лимитирующими факторами для массового распространения итальянского пруса и могут быть изменены в сторону некоторого увеличения. Дальнейшее потепление климата на территории России и при аридном, и при гумидном сценариях вероятнее всего будет способствовать массовому размножению вредных саранчовых и их продвижению в более северные регионы (Попова, Попов, 2009).

Непарный шелкопряд (*Lymantria dispar* L.) и монашенка (*Lymantria monacha* L.) широко распространены на территории Евразии, существенно повреждают многие хвойные и лиственные древесные породы, особенно в годы вспышек массового размножения, вредят также и плодовым деревьям. Развиваются в одном поколении. Оценка распространения этих видов в Европе, за исключением территории Российской Федерации, была проведена с помощью модели

CLIMEX (Vanhanen et al., 2007). Фактический ареал непарного шелкопряда занимает почти всю Европу, за исключением ее Северной части (встречается только на юге Швеции) и Великобритании. Ареал монашенки несколько сдвинут к северу и включает в себя также юг Финляндии и Великобритании. В южных районах Европы этот вид отсутствует. Такие особенности распространения связаны с несколько различающимися климатическими особенностями этих вредителей. Порог развития составляет 10,4 и 10°C для непарного шелкопряда и монашенки соответственно, минимальные суммы эффективных температур 500 и 480°C. Величина критического фотопериода 10 и 12 часов (Vanhanen et al., 2007).

При сценарии изменения климата, предполагающим повышение средней глобальной температуры на 1,4°C северная граница распространения непарного шелкопряда смещается к северу на 100-150 км, южная практически остается неизменной. Повышение температуры до 3,6°C ведет к заселению вредителем средних широт Швеции и Норвегии, а также Великобритании и Ирландии. Появляется тенденция к отступлению на север южной границы ареала. Соответствующее максимальному сценарию повышение температуры до 5,8°C ведет к укоренению непарного шелкопряда в северных широтах Европы и освобождению от него Южной Европы (Vanhanen et al., 2007).

Распространение монашенки при тех же климатических сценариях характеризуется почти таким же по масштабам, как и у непарного шелкопряда, смещением северных границ ареала, но гораздо более существенным отступлением на юге (Vanhanen et al., 2007).

В Норвегии регулярно обнаруживаются более 150 видов насекомых, завозимых с импортируемыми растениями, 15 из них имеют, как показали результаты модельных оценок с использованием программы CLIMEX, хорошие шансы акклиматизироваться в местных условиях (Staverløkk, Saethre, 2007). Наиболее подробно эта проблема рассмотрена на примере божьей коровки *Harmonia axyridis* Pallas. Этот восточноазиатский вид был акклиматизирован в Европе и Северной Америке как агент биологической борьбы с тлями и червецами, однако может и вредить, повреждая плоды и мягкие части растений, а также причинять беспокойство людям, скапливаясь в жилых помещениях во время зимовки. Показано, что *Harmonia axyridis* может прижиться в Юго-западной части Норвегии как в условиях современного, так и более теплого (+1°C) климата. При этом популяция из Франции (порог развития 10,3°C, сумма эффективных температур для развития одного поколения 231,3°C) имеет больший потенциал акклиматизации, чем популяция из штата Орегон (США) (11,2°C и 267,3°C соответственно) (Staverløkk, Saethre, 2007).

Огненный муравей (*Solenopsis invicta* Buren) был завезен из Южной Америки Северную в 30-х гг. прошлого века, где стал серьезным

вредителем как экосистем в целом, так и сельского хозяйства. Недавно обнаружен в Австралии и новой Зеландии, на Тайване и в Гонконге (Korzukhin et al., 2001; Morrison et al., 2004). Модельные оценки возможности дальнейшего распространения огненного муравья показали, что на территории США он может продвигаться далее к северу на 80-150 км по территории штатов Оклахома, Арканзас, Виржиния, Мэриленд, Делавэр, Нью-Мексико, Аризона, Калифорния, Орегон, Невада. Подходящие климатические условия для акклиматизации этого вида существуют в Средиземноморье, Южной и Юго-восточной Азии, значительной части Африки и Австралии (Korzukhin et al., 2001; Morrison et al., 2004).

Заключение

Предполагаемое потепление климата может влиять на распространение насекомых различным образом, как показано на приведенных в этой работе примерах. Повышение температуры и деградация многолетней мерзлоты на территории России будут способствовать расширению ареалов многих насекомых в северном и восточном направлениях, возникновению вспышек массового размножения вредителей сельского и лесного хозяйства там, где они ранее не отмечались. Однако, повышение температуры может привести и к сокращению южных частей ареалов ряда видов.

Улучшение условий теплообеспеченности не означает автоматического смещения границ ареалов к северу. Формирование ареалов зависит от многих других факторов, например, от наличия кормовой базы, действия хищников, патогенов, конкурентов, особенностей фотопериодической реакции. В этих условиях особое значение приобретает изучение экологии конкретных видов насекомых, а также система энтомологического мониторинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Американская белая бабочка. 1980. Защита растений. № 1. С. 36-40.
- Быковский А. В., Анисимов А. И., Мордкович Я. Б. 2006. Анализ вероятности распространения средиземноморской плодовой мухи на территории Российской Федерации по климатическим аналогам. В кн.: Проблемы энтомологии Северо-Кавказского региона. Материалы 1-й Всероссийской научно-практической Интернет-конференции. Ставрополь: АГРУС. С. 84-91.
- Васильев В. П., Лившиц И. З. 1984. Вредители плодовых культур. М.: Колос. 399 С.
- Вилкова Н. А., Сухорученко Г. И., Фасулати С. Р., Нефедова Л. И. 2004. Фенотипическая структура популяций вредной черепашки в ареале вида и особенности ее адаптивной изменчивости под влиянием антропогенных факторов. В кн.: Химический метод защиты растений. Состояние и перспективы повышения экологической безопасности. С.-Пб.: ВИЗР. С. 45-48.

Гниненко Ю. И. 2000. Некоторые экологические изменения в лесах Сибири: вспышки численности новых видов. В кн.: Проблемы региональной экологии. Материалы всероссийской конференции. Красноярск. С. 174-175.

Горышин Н. И., Волкович Т. А., Саулич А. Х., Вагнер М., Борисенко И. А. 1988. Роль температуры и фотопериода в контроле развития и диапаузы хищного клопа *Podisus maculiventris* (Hemiptera, Pentatomidae) Зоол. ж. Т. 67, № 8. С. 1148-1161.

Горышин Н. И., Волкович Т. А., Саулич А. Х., Шахова Н. Н. 1987. Сравнительно-экологическое изучение популяций колорадского жука *Leptinotarsa decemlineata* Say (Coleoptera, Chrysomelidae) из Европейской части СССР. Энтомол. обозрение. Т. 66, № 2. С. 225-235.

Игнатова Е. А. 2009. Восточная плодоярка в субтропиках РФ. В кн.: Труды Ставропольского отделения Русского Энтомологического общества. Вып. 5. Материалы II международной научно-практической Интернет-конференции «Актуальные вопросы энтомологии». Ставрополь, 1 марта 2009 г. Ставрополь: АГРУС. С. 212-216.

Ижевский С. С. 2001. Оценка риска заноса и акклиматизации в России андийских картофельных долгоносиков. Агро XXI. № 2. С. 16-18.

Исаев А. С., Овчинникова Т. М., Пальникова Е. Н., Суховольский В. Г. 1977а. Размещение популяций насекомых-филлофагов в зависимости от ландшафтно-экологических характеристик местообитаний. Лесоведение. № 3. С. 70-73.

Исаев А. С., Овчинникова Т. М., Пальникова Е. Н., Суховольский В. Г. 1977б. Имитационное моделирование динамики численности сосновой пяденицы при различных климатических сценариях. Лесоведение. № 4. С. 40-48.

Коваль А. Г., Гусева О. Г. 2008. Изменение комплекса насекомых-фитофагов как следствие изменения климата. Защита и карантин растений. Защита и карантин растений. № 1. С. 42-43.

Колорадский картофельный жук *Leptinotarsa decemlineata* Say. 1981. Под ред. Р. С. Ушатинской. М.: Наука. 337 С.

Кухта А. Е., Ясюкевич В. В., Кухта Б. А., Пчелкин А. В., Семенов С. М. 2001. Границы естественных изменений и антропогенные аномалии состояния экосистем суши: аспект мониторинга. В кн.: Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений. М.: Наука. С. 192-228.

Нейморовец В. В., Гричанов И. Я., Овсянникова Е. И., Саулич М. И. 2006. Ареал и зоны вредоносности вредной черепашки *Eurygaster integriceps* Puton (Heteroptera, Scutelleridae). Вестник защиты растений. № 4. С. 27-31.

Овсянникова Е. И., Гричанов И. Я. 2002. Развитие яблонной плодоярки в условиях потепления климата в Европейской части России. Вестник защиты растений. № 3. С. 20-28.

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.

Павлючук М. В., Демкин В. И., Яшина Н. В. 2000. Вредоносность клопа вредная черепашка (*Eurygaster integriceps* Put.) в зависимости от биоэкологических зон ареала ее распространения в Ставропольском крае. В кн.: Защита и карантин растений. Сб. научн. Тр. Ставрополь. С. 19-23.

Павлюшин В. А., Вилкова Н. А., Сухорученко Г. И., Фасулати С. Р., Нефедова Л. И. 2008. Антропогенная трансформация агроэкосистем. Диверсификация популяций вредных видов членистоногих. В кн.: Научное обеспечение развития АПК в условиях реформирования. С.-Пб.: С.-Пб. гос. аграрн. ун-т. С. 87-90.

Пальникова Е. Н., Метелева М. К., Суховольский В. Г. 2006. Влияние модифицирующих факторов на динамику численности лесных насекомых и развитие вспышек массового размножения. Лесоведение. № 5. С. 29-35.

Попова Е. Н., Попов И. О. 2009. Вредные саранчовые на юге России и климатические факторы, влияющие на их размножение и распространение. Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: ИГКЭ. Т. 22. С. 124-146.

Саулич А. Х. 1994. Значение абиотических факторов при формировании вторичных ареалов адвентивных видов насекомых. Энтомологическое обозрение. Т. 63, № 3. С. 591-605.

Сторчевая Е. М. 1999. О влиянии погодно-климатических условий центральной зоны садоводства Краснодарского края на численность и вредоносность яблонной плодовой гнили *Laspeyresia pomonella* L. (Lepidoptera, Tortricidae). В кн.: Прогноз развития метеоситуаций на ближайшие десятилетия XXI века и реакция на них сельскохозяйственных культур. Материалы межрегиональной научно-практической конференции. Краснодар, 23 марта 1999 г. Краснодар. С. 61-63.

Сторчевая Е. М., Прах С. В. 2003. Биологические особенности калифорнийской щитовки в изменяющихся погодно-климатических условиях. В кн.: Оптимизация породно-сортового состава и систем возделывания плодовых культур. Краснодар. С. 373-375.

Чураев И. А. Американская белая бабочка. М.: Сельхозгиз. 1953. 32 С.

Ясюкевич В. В., Казакова Е. В., Попов И. О. 2009. Возможное влияние изменения климата на распространение клещей *Ixodes ricinus* и *Ixodes persulcatus* (Parasitiformes, Ixodidae). Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: ИГКЭ. Т. 22. С. 200-208.

Ясюкевич В. В., Попова Е. Н., Гельвер Е. С., Ривкин Л. Е. 2007. Влияние климатических факторов на формирование ареала колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say). Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. С.-Пб.: Гидрометеоздат. Т. 21. 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 of Climate Change. (Houghton J. T. et al., Editors). 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 of Climate Change. (Watson R. T. et al., Editors). 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 of Climate Change. (Houghton J. T. et al., Editors). Cambridge University Press, Wrong year for SAR WG2. 881 P.

Climate Change 2001. 2001b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (McCarthy J. J. et al., Editors). Cambridge University Press. 1032 P.

Climate Change 2001. 2001c. Synthesis Report. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (Watson R. T. and the Core Writing Team, Editors). 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 (Solomon S. D., Qin M., Manning Z., Chen M., Marquis K. B., Averyt M., Tignor M., Miller H. L. (Eds.)) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 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, (Parry M. L., Canziani O. F., Palutikof J. P., van der Linden P. J., Hanson C. E., Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK. 976 P.

Climate Change 2007, 2007c. Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Metz B., Davidson O. R., Bosch P. R., Dave R., Meyer L. A. (Eds.)), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 841 P.

Korzukhin M. D., Porter S. D., Thompson L. C., Wiley S. 2001. Modeling temperature-dependent range limits for the fire ant *Solenopsis invicta* (Hymenoptera: Formicidae) in the United States. Environ. Entomol. V. 30, № 4. P. 645-655.

Morrison L. W., Porter S. D., Daniels E., Korzukhin M. D. 2004. Potential global range expansion of the invasive fire ant, *Solenopsis invicta*. Biological Invasions V. 6. P. 183-191.

Riedl H., Croft B. A. 1978. The effect of photoperiod and effective temperatures on the seasonal phenology of the codling moth (Lepidoptera, Tortricidae). *The Canadian Entomologist*. V. 110, № 5. P. 455-470.

Staverløkk A., Saethre M.-G. 2007. Stowaways in imported horticultural plants: alien and invasive species – assessing their bioclimatic potential in Norway. *Bioforsk report*. V. 2, № 66. 71 P.

Vanhanen H., Veteli T.O., Päivinen S., Kellomäki S., Niemelä P. 2007. Climate change and range shifts in two insect defoliators: gypsy moth and nun moth – a model study. *Silva Fennica*. V. 41, № 4. P. 621–638.

КРАТКАЯ ИНФОРМАЦИЯ ОБ ИЗДАНИИ

Издается с 1978 года. Является продолжающимся изданием Института глобального климата и экологии (ИГКЭ) Росгидромета и РАН (<http://www.igce.ru>).

В издании 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 ПЭММЕ статьи рецензируются. При необходимости Редколлегия приглашает авторов выступить с сообщением по теме статьи на научном семинаре в ИГКЭ. Редколлегия просит авторов не представлять в ПЭММЕ 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 XXIII

Редактор *В. В. Ясюкевич*
Корректор *В. В. Ясюкевич*
Компьютерная верстка *А. Ю. Филиппов*

Подписано в печать 20.03.2010
Тираж 220 экз.

Отпечатано на фабрике офсетной печати
249030, Калужская обл.,
г. Обнинск, ул. Королева, 6