Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу
окружающей среды
(Росгидромет)

ISSN 2410-8758

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ

Том 2

Москва 2015

ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ И ПРИКЛАДНАЯ КЛИМАТОЛОГИЯ
2015 Том 2

Научный журнал, публикующий оригинальные статьи о процессах и явлениях регионального и глобального масштабов по следующей тематике: формирование климата Земли, естественные и антропогенные факторы изменения климатической системы, выявление и атрибуция трендов ее состояния и соответствующих рисков. Издается по решению Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: С.М. Семенов (главный редактор), К.Н. Анахаев, М.Ю. Бардин (заместитель главного редактора), Р.В. Бекряев, Е.М. Володин, А.В. Елисеев, А.Н. Золотокрылин, А.Л. Иванов, В.М. Катцов (заместитель главного редактора), А.В. Кислов, А.В. Клепиков, А.Г. Костяной, В.Н. Крупчатников, С.А. Лавров, Г.В. Малкова, Е.С. Нестеров, Б.Н. Порфирьев, Л.А. Прохорова (ответственный секретарь), Э.Я. Ранькова, В.А. Семенов, А.М. Стерин, Е.И. Хлебникова.

Все статьи рецензируются.

Адрес для первичного представления материалов для публикации: РФ, 107258, г.Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, ИГКЭ, Семенову С.М.; Semenov@igce.ru.

Правила оформления рукописей и их представления для публикации — см. http://www.igce.ru/.

ISSN 2410 — 8758

© Оформление журнала: ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН», 2015

FUNDAMENTAL AND APPLIED CLIMATOLOGY
2015 Volume 2

A scientific journal publishing original papers on events and processes of regional and global scales on the following topics: Earth's climate forming processes, natural and anthropogenic factors of changes in the climate system, detection and attribution of its trends and associated risks. Published by the decision of the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring..

EDITORIAL BOARD: S. M. Semenov (Editor-in-Chief), K.N. Anakhaev, M.Yu. Bardin (Deputy Editor-in-Chief), R.V. Bekryaev, E.M. Volodin, A.V. Eliseev, A.N. Zolotokrylin, A.L. Ivanov, V.M. Kattsov (Deputy Editor-in-Chief), A.V. Kislov, A.V. Klepikov, A.G. Kostianoy, V.N. Krupchatnikov, S.A. Lavrov, G.V. Malkova, E.S. Nesterov, B.N. Porfiriev, L.A.Prokhorova (Executive Secretary), E.Ya. Ran'kova, V.A. Semenov, A.M. Sterin, E.I. Khlebnikova.

All papers are subject for peer-reviewing.

Primary submission of manuscripts: Semenov S.M., IGCE, Glebovskaya str, 20B, 107258, Moscow, Russian Federation; e-mail: Semenov@igce.ru.

Rules for the preparation and submission of manuscripts are available at http://www.igce.ru/.

ISSN 2410 — 8758

© Design: FSBI «IGCE» 2015

СОДЕРЖАНИЕ

К 85-летию со дня рождения Г.П. Курбаткина. 5

Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Особенности изменчивости циклонической активности умеренных широт Северного полушария, связанные с ведущими модами атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе. 14

Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Смирнов В.Д. Географические и сезонные особенности современного глобального потепления 41

Кислов А.В., МатвееваТ.А., Платонов В.С. Экстремумы скорости ветра в Арктике 63

Рябошапко А.Г., Ревокатова А.П. Роль восстановления лесов и новых лесопосадок в снижении концентрации CO_2 в атмосфере 81

Сидоренков Н.С. Многолетние колебания приземной температуры: роль фактора облачности 93

Семенов С.М. Парниковый эффект: открытие, развитие концепции, роль в формировании глобального климата и его антропогенных изменений 103

CONTENTS

85 years: in memoriam of G. P. Kurbatkin 5

Bardin M.Yu., Platova T.V., Samokhina O.F. Specific features of variability of cyclone activity in Northern extratropics associated with leading atmospheric circulation modes in Atlantic — European sector 14

Gruza G.V., Rankova E.Ya., Rocheva E.V., Smirnov V.D. Current global warming: geographical and seasonal features 41

Kislov A.V., Matveeva T.A., Platonov V.S. Wind speed extremes in Arctic area 63

Ryaboshapko A.G., Revokatova A.P. Role of reforestation and afforestation in reducing atmospheric CO_2 concentration 81

Sidorenkov N.S. Long-term oscillations in surface temperature: role of cloudiness factor 93

Semenov S.M. Greenhouse effect: discovery, concept development, role in formation of global climate and its human-induced changes 103

Член-корреспондент
Российской академии наук

Геннадий Павлович Курбаткин
(1930–2011)

К 85-летию со дня рождения

Геннадий Павлович Курбаткин родился 23 июля 1930 г. в Ташкенте в семье крупного военного деятеля. Его отец, Павел Семенович Курбаткин, участник гражданской войны в Испании, с 1941 г. был командующим войсками Среднеазиатского военного округа.

Геннадий Павлович окончил физико-математический факультет Среднеазиатского государственного университета в Ташкенте в 1953 г.

Научная деятельность Геннадия Павловича началась в 1953 г. в Москве в Геофизическом институте АН СССР. Затем он работал в Институте физики атмосферы АН СССР, в Институте прикладной геофизики АН СССР, а с 1961 г. — в Объединенном метеорологическом центре Главного управления Гидрометеослужбы при Совете Министров СССР. Внимание молодого ученого сразу было направлено на решение актуальных проблем динамической метеорологии: гидродинамический прогноз погоды, объективный анализ метеорологической информации, диагноз общей циркуляции атмосферы, численные спектральные методы решения задач динамики атмосферы, моделирование процессов взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности, обратные задачи динамики атмосферы. Этим направлениям он оставался верен и в последующие годы, обогащая их новыми результатами.

Исключительно плодотворным был период его работы в Вычислительном центре Сибирского Отделения АН СССР, куда он был приглашен в 1963 году тогда 37-летним еще членом-корреспондентом АН СССР (академик с 1968 г.) Гурием Ивановичем Марчуком в качестве заведующего лабораторией задач физики и химии, затем численного прогноза погоды. Геннадий Павлович блестяще защитил в 1971 г. докторскую диссертацию.

В Сибири талант Г.П. Курбаткина ставить и решать новые научные задачи проявился в полной мере. Обладая высокой математической культурой Геннадий Павлович с энтузиазмом берётся за решение самых сложных проблем динамической метеорологии. При этом математические методы используются им для развития природной интуиции и более глубокого понимания физики изучаемых процессов.

Ярким примером является цикл работ по исследованию нелинейной динамики ультрадлинных волн в атмосфере, как выяснилось, играющих важную роль в формировании глобальной погоды и центров действия атмосферы. Им

было развито целое направление в области моделирования и диагноза крупномасштабной атмосферной циркуляции, основанное на статистически сбалансированных, до вторых моментов, спектральных моделях с использованием априорной информации о процессах в атмосфере и океане. Эти работы принесли ему широкую известность и признание, как в России, так и в зарубежных научных центрах.

Значительный вклад Г. П. Курбаткин внёс в решение фундаментальной проблемы выявления механизма взаимодействия атмосферы и океана, указав на различный характер обмена теплом и влагой в разные сезоны годового цикла. Это послужило хорошей основой для дальнейшего развития методов долгосрочного прогноза погоды и теории климата. Вклад Г. П. Курбаткина в науку был высоко оценен членами АН СССР, избравшими Геннадия Павловича в 1976 г. членом-корреспондентом АН СССР.

Работая в Сибирском Отделении АН СССР, много сил и внимания уделил Геннадий Павлович подготовке научных кадров. В Новосибирске и Ташкенте он создал свою научную школу. Его ученики внесли большой вклад в развитие численного моделирования атмосферных процессов, в подъем научного потенциала Узбекистана. В этом важную роль сыграли его человеческие качества — отзывчивость, доброжелательность, высокая интеллигентность, исключительная работоспособность. Он гармонично сочетал научную, научно-организационную и общественную деятельность. Он был членом нескольких Диссертационных советов, членом редколлегии журнала «Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана». Активно работал Геннадий Павлович в международных научных организациях и проектах, участвовал в совместных международных исследованиях. Вместе с американскими учеными из Принстонского университета (США) им выполнен цикл исследований о чувствительности глобальной летней муссонной циркуляции к аномалиям увлажненности почвы в средних широтах.

В 1982 году Геннадий Павлович Курбаткин был приглашен в Гидрометцентр СССР заместителем директора по научной работе. Здесь он возглавил работу по созданию системы среднесрочного гидродинамического прогноза погоды. В те годы в Новосибирске уже работала оперативная модель численного краткосрочного прогноза погоды, которая была разработана сибирскими учеными под непосредственным руководством и при личном участии Г. И. Марчука. Отметим, что цикл публикаций по решению этой проблемы открылся статьей по численным экспериментам с моделью крупномасштабной циркуляции атмосферы с самым большим в мире в 1964 году количеством уровней по вертикали — 10. Одним из авторов этой работы был Г. П. Курбаткин. Острая необходимость в создании системы среднесрочного прогноза была обусловлена потребностями народного хозяйства.

В Гидрометцентре СССР Г. П. Курбаткину удаётся создать коллектив талантливых молодых ученых и за короткий срок решить поставленную задачу. Полусферная спектральная модель в конфигурации с треугольным

усечением T40L15 (разрешение — 40 сферических гармоник по кругу широты с соответствующим шагом гауссовой сетки приблизительно 280 км, 15 вертикальных уровней) была реализована этим коллективом под руководством Г. П. Курбаткина и в 1986 году внедрена в оперативную практику в Гидрометцентре СССР. Исследовательский вариант спектральной модели T40L15 стал активно использоваться в качестве эффективного инструмента изучения атмосферных процессов, среди которых можно выделить исследования тепловых источников в атмосфере, механизмов нелинейного приспособления гравитационных волн, возникающих из-за несогласования полей массы и ветра при интегрировании уравнений нелинейной гидродинамики по начальным данным, параметрического описания неадиабатических физических процессов подсеточного масштаба, включая тепло- и влагообмен с подстилающей поверхностью. Эти работы позволили начать развитие циклической системы усвоения данных метеорологических наблюдений.

На основе спектральной модели T40L15 впоследствии в Гидрометцентре России была создана технология выпуска численных прогнозов погоды на месяц вперед, которая, совместно с разработками Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, обеспечивала объективную основу прогнозов Росгидромета аномалий температуры и осадков на месяц вперед для всей территории России.

Важнейшим достижением для российской вычислительной метеорологии стала реализованная в конце 80-х годов на основе данной спектральной модели технологическая линия выпуска гидродинамических оперативных прогнозов погоды на средние сроки (до 7 суток).

В Гидрометцентре России коллективом Лаборатории гидродинамических прогнозов погоды (ЛГСПП), основанной Г. П. Курбаткиным и руководимой А. В. Фроловым, в 1992 году был разработан глобальный вариант оперативной спектральной модели T40L15 и в 1996 году вариант глобальной спектральной модели общей циркуляции атмосферы в конфигурации T85L31 (с шагом сетки приблизительно 140 км), что резко повысило успешность прогнозирования метеорологических полей в нижних слоях атмосферы, особенно температуры воздуха, осадков фронтального происхождения, процессов в тропической зоне. Одним из важнейших результатов стало создание на ее основе первой отечественной глобальной системы циклического усвоения данных метеорологических наблюдений. Это позволило создать ветвь технологии отечественного численного прогноза погоды, независящую от поступления информации начальных полей из зарубежных центров. Благодаря внедрению в Гидрометцентре России глобальной спектральной модели Россия вошла в немногочисленную группу стран, выпускающих конкурентоспособные глобальные оперативные численные прогнозы, а российские потребители численных прогнозов (синоптическое прогнозирование, метеорологическое обслуживание авиации, мониторинг чрезвычайных ситуаций, исследования Земли из космоса и др.) получили качественный отечественный информационный продукт.

Впоследствии ученики Геннадия Павловича Курбаткина в Гидрометцентре России активно развивали предложенные им идеи и подходы. В 2008 г. коллективом ЛГСПП в оперативную эксплуатацию была внедрена версия глобальной спектральной модели T169L31 (с шагом вычислительной сетки приблизительно 70 км), а в 2014 году — глобальная версия с мезомасштабным разрешением T339L31 (шаг около 35 км по меридиану и около 20 км по параллели в умеренных широтах). Выходная продукция по версии T339L31 оказалась наиболее эффективна для прогнозирования быстроразвивающихся арктических мезометеорологических циклонов, штормовых ветров над акваториями морей, максимальных ветров в струйных течениях.

В 1990 году совместным решением Президиума Академии наук СССР и Государственного комитета СССР по гидрометеорологии был образован Институт глобального климата и экологии (ИГКЭ). Его возглавил Ю. А. Израэль. Основу научного коллектива составили сотрудники Лаборатории мониторинга природной среды и климата Госкомгидромета СССР и АН СССР (ЛАМ) и подразделений Института прикладной геофизики им. академика Е. К. Федорова Госкомгидромета СССР (ИПГ). Ю. А. Израэль, директор ИГКЭ, предложил Г.П. Курбаткину возглавить отдел динамики климата.

Работая в ИГКЭ, Геннадий Павлович обратился к одной из важнейших и сложных проблем фундаментальной климатологии, до сих пор недостаточно разработанных — исследованию особенностей сезонного хода метеоэлементов и их взаимосвязей с атмосферной циркуляцией. Основные направления работы включали изучение динамических аспектов сезонного нагревания и охлаждения глобальной атмосферы, фундаментальных различий переходных сезонов года с целью определения основных причин и механизмов ускорения и замедления сезонного преобразования циркуляционных систем. Для решения этих задач был необходим мощный инструмент — модель климатической системы, способная адекватно воспроизводить атмосферную динамику и необходимые элементы климатической изменчивости.

В начале 1990-х годов в ИГКЭ коллективом, руководимым Геннадием Павловичем, для ЭВМ нового поколения была разработана сложная гидродинамическая модель атмосферы и океана для долгосрочного прогноза погоды — на месяц и сезон (при этом использовалась ЭВМ в Главном вычислительном центре Росгидромета).

На последующих этапах были построены модели климатической системы для воспроизведения, диагноза и мониторинга термических и гидрологических механизмов сезонной и межгодовой изменчивости (1992–1994 гг.), с включением верхнего слоя океана (1995 г.) для воспроизведения, диагноза и мониторинга сезонной и межгодовой изменчивости, для изучения роли возможных антропогенных изменений содержания водяного пара в атмосфере в изменении климата (изменение парникового эффекта), исследования роли водяного пара в процессах общей циркуляции атмосферы (1996–1998 гг.).

В 1994–1998 гг. отдел динамики климата ИГКЭ, возглавляемый Г. П. Курбаткиным, продолжал работы по изучению различных аспектов климата пере-

ходных сезонов и их фундаментальных различий для весны и осени, главных причин и механизмов ускорения и замедления сезонного преобразования барических и циркуляционных систем в тропосфере, роли склонения Солнца, температуры поверхности океана и начальных условий при моделировании переходных сезонов, роли влажности в динамике климата переходных сезонов.

В дальнейшем отдел динамики климата переходит к изучению на основе анализа численных экспериментов с климатической моделью динамических механизмов годового цикла глобальной циркуляции атмосферы, крупномасштабных динамических эффектов сезонного нагревания и охлаждения атмосферы, роли водяного пара в формировании сезонных аномалий атмосферной циркуляции над территорией России, изучению атмосферных квазистационарных волн, струйных течений и вихревой активности, проводит численные эксперименты, выявляющие роль особенностей годового хода общей циркуляции атмосферы в демпфировании сезонных экстремумов температуры воздуха внутри континентов.

В 2002–2007 гг. под руководством Г. П. Курбаткина проведены исследования межгодовой изменчивости общей циркуляции атмосферы (ОЦА) на основе численного моделирования: существенное внимание было уделено изменчивости элементов сезонной циркуляции. Исследованы аномальные режимы ОЦА, эволюция которых в течение одного, двух сезонов поддерживается годовым ходом внешнего воздействия. Был изучен механизм сезонной трансформации аномалий. Г. П. Курбаткиным и его сотрудниками проведены исследования аномальных взаимодействий базовых структур низкочастотной изменчивости динамики атмосферы в их сезонном ходе. Изучался механизм усиления амплитуды годового хода аномалий температуры тропосферы континентального масштаба, выполнялись исследования по комплексной оценке состояния и возможных изменений климата для важнейших регионов России и Земного шара. Проанализированы особенности географического распределения и годового хода циркуляционных муссонных индексов.

В последние годы жизни внимание Геннадия Павловича Курбаткина было сосредоточено в основном на исследованиях эволюции механизмов межширотного теплообмена в их сезонном ходе, на оценке связи пределов климатической изменчивости основного состояния общей циркуляции атмосферы с ее крупномасштабными экстремальными аномалиями планетарного масштаба. Изучались три главных взаимодействующих процесса в средних широтах Северного полушария, обусловленных неоднородностью поверхности Земли: Североатлантическое колебание (САК), аномалии Сибирского антициклона и аномалии годового хода температуры. Было показано, что при многолетних ослаблениях САК не может устанавливаться аномальный режим притока тепла как источника энергии крупномасштабных аномалий температуры тропосферы над континентом Евразии в центральные сезоны (зима, лето).

Обладая высокой научной эрудицией, принципиальностью, умением сосредотачиваться на действительно фундаментальных проблемах геофизи-

ческой гидродинамики, Г. П. Курбаткин завоевал авторитет и глубокое уважение и в российских научных кругах, и среди зарубежных метеорологов и климатологов.

Плодотворная научная деятельность Г. П. Курбаткина была отмечена государственными наградами: он был награжден орденом «Знак Почета» (1976 г.), медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени (1999 г.).

Коллеги-ученые помнят Геннадия Павловича и как Ученого с большой буквы и организатора научных исследований, и как умного, доброго, жизнерадостного человека, который оставил замечательный след на этой земле.

А. В. Фролов, В. Н. Крупчатников, Р. М. Вильфанд, Г. С. Ривин, И. А. Розинкина, С. М. Семенов, М. Ю. Бардин, В. Д. Смирнов

Основные публикации Г.П. Курбаткина

Курбаткин Г. П. Влияние крупных орографических препятствий на западно-восточный поток. *Известия АН СССР*. Сер. геофиз. 1958. № 2.

Курбаткин Г. П. Учет климатических факторов при гидродинамическом прогнозе метеорологических элементов для Северного полушария Земли. Тр. ВНМС, 1963, т. 2.

Марчук Г. И., **Курбаткин Г. П.**, Каленкович Е. Е., Панчук В. И., Ривин Г. С., Романов Л. Н. О решении системы уравнений краткосрочного прогноза погоды. *Известия АН СССР*. Сер. геофиз. 1964. № 12.

Курбаткин Г. П. Некоторые особенности поведения ультрадлинных волн в атмосфере. *ДАН СССР*. 1967. Т. 177. № 4.

Курбаткин Г. П., Ленскинов Н. И. О взаимодействии зонального потока с квазистационарной ультрадлинной волной. *Известия АН СССР*. Физика атмосферы и океана. 1968. Т. 4, № 6.

Марчук Г. И., **Курбаткин Г. П.**, Цветков В. И. Численная модель глобальной циркуляции атмосферы // Численные методы решения задач прогноза погоды и общей циркуляции атмосферы. Новосибирск, 1970.

Kurbatkin G. P., Lenskinov N. I. On the dynamics of ultralong waves in the troposphere and lower stratosphere. *Mon. Wea. Rev*. 1970. Vol. 98. No. 2.

Курбаткин Г. П. Некоторые проблемы моделирования ультрадлинных атмосферных волн. *ДАН СССР*. 1970. Т. 192. № 4.

Курбаткин Г. П., Янцен А. Г. Численные эксперименты в долгосрочном прогнозе // В сборнике “Применение статистических методов в метеорологии”. ВЦ СО АН СССР, Новосибирск. 1971.

Kurbatkin G. P. Ultralong atmospheric waves and a long-range forecasting. *Tellus*. 1972. Vol. 24. Iss. 6.

Курбаткин Г. П., Синяев В. Н. Диагностические оценки макромасштабного “внешнего” нагревания и вихревое трение. *Известия АН СССР*. Физика атмосферы и океана. 1972.

Курбаткин Г. П., Синяев В. Н., Янцен А. Г. Спектральная модель долгосрочного прогноза со среднеклиматическими отклонениями. *Известия АН СССР*. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9. № 11.

Курбаткин Г. П., Синяев В. Н., Янцен А. Г. Анализ прогнозов по спектральной модели со среднеклиматическими ограничениями. *Известия АН СССР*. Физика атмосферы и океана. 1974. № 1.

Курбаткин Г. П. Тепловое воздействие океанов на планетарные нерегулярные атмосферные волны. *Известия АН СССР*. Физика атмосферы и океана. 1976. Т. 12. № 6.

Яненко Н. Н., **Курбаткин Г. П.**, Крупчатников В. Н., Эйхер М. Ш. Об одной модели циркуляции атмосферы с локальным знакопеременным коэффициентом турбулентности // *Численные методы механики сплошной среды*. 1976. Т. 7. № 1.

Курбаткин Г.П. О влиянии океана на климат. — Новосибирск, препринт ВЦ СО АН СССР, 1977, № 62.

Курбаткин Г.П., Крупчатников В.Н., Ленскинов Н.И**.** Моделирование годового цикла атмосферы на основе малокомпонентной модели // *Известия АН СССР*. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 16, № 8.

Курбаткин Г. П., Манабе С., Хан Г. Д. Об увлажненности континентов и интенсивности летней муссонной циркуляции. *Метеорология и гидрология.* 1979. № 11.

Курбаткин Г. П., Синяев В. Н., Янцен А. Г. О построении балансной модели климата // Актуальные проблемы прикладной математики и математического моделирования. Под ред. чл.-корр. АН СССР А.С. Алексеева. АН СССР, Сиб. отд-ние, Вычисл. центр; — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1982.

Курбаткин Г. П., Зулунов С. М. Геострофическое согласование метеорологических полей с помощью собственных решений линеаризованной системы полных уравнений. *Численные методы механики сплошной среды*. Новосибирск, 1982. Т. 13. № 2.

Курбаткин Г. П., Синяев В. Н. Энергетический метод оценки параметров релаксации в численных моделях прогноза и общей циркуляции // Актуальные проблемы вычислительной и прикладной математики. Отв. ред. чл.-корр. АН СССР А.С. Алексеев. АН СССР, Сиб. отд-ние, Вычислит. центр; — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.

Марчук Г. И., Дымников В. П., **Курбаткин Г. П.**, Саркисян А. С. Программа “Разрезы” и мониторинг Мирового океана. *Метеорология и гидрология*. 1984. № 8.

Курбаткин Г. П., Крупчатников В. Н., Пичугин А. М. Численное моделирование режимов общей циркуляции атмосферы // *Численные методы механики сплошной среды*. 1986. Т. 16. № 3.

Марчук Г.И., Дымников В.П., **Курбаткин Г.П.**, Саркисян А.С. Роль океана в короткопериодных колебаниях климата и программа “Разрезы”. В кн.: Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос. Программа “Разрезы”. М.: ВИНИТИ, 1986. Т. 6.

Курбаткин Г. П., Астахова Е. Д., Крупчатников В. Н., Рябинин В. Э., Сальник В. А., Смирнов В. Д., Фролов А. В. Модель среднесрочного прогноза погоды. *ДАН СССР*. 1987. Т. 294. № 2.

Курбаткин Г. П., Груза Г. В., Бирман Б. А., Ранькова Э. Я., Рубинштейн К. Г. Мониторинг климата и климатические условия 1985–1986 гг. *Метеорология и гидрология*. 1988. № 4.

Курбаткин Г. П., Зулунов С. М., Фролов А. В., Покудов А. В. Нелинейное согласование полей ветра и давления при численном прогнозе погоды по полным уравнениям. *Метеорология и гидрология*. 1988. № 12.

Крупчатников В. Н., **Курбаткин Г. П**. Моделирование крупномасштабной динамики атмосферы. Численные методы. ВЦ СО АН СССР, Новосибирск. 1991.

Курбаткин Г. П., Абдурахимов Б. Ф., Крупчатников В. Н. Моделирование динамических процессов над Средней Азией. *Метеорология и гидрология*. 1992. № 6.

Курбаткин Г. П., Абдурахимов Б. Ф., Крупчатников В. Н. О предсказуемости фронтогенеза в региональной модели динамики атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 1992. № 9.

Курбаткин Г. П. Динамика переходных сезонов климата. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 2.

Курбаткин Г. П., Дегтярев А. И., Фролов А. В. Спектральная модель атмосферы, инициализация и база данных для численного прогноза погоды. СПб: Гидрометеоиздат, 1994.

Курбаткин Г. П., Короткова Е. А., Смирнов В. Д. Два режима переходных сезонов года в атмосфере Северного полушария. *Метеорология и гидрология*. 1994. № 11.

Курбаткин Г. П., Короткова Е. А., Смирнов В. Д. Роль склонения Солнца, температуры поверхности океана и начальных условий при моделировании переходных сезонов. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32. № 5.

Курбаткин Г. П., Короткова Е. А., Смирнов В. Д. Роль влажности в динамике переходных сезонов. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 5.

Курбаткин Г. П. Атмосферные циркуляционные системы в переходные сезоны как структуры в годовом ходе климата. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 6.

Курбаткин Г. П., Дегтярев А. И., Скроцкая О. П. Атмосферные квазистационарные волны, струйные течения и вихревая активность при численном моделировании переходных сезонов. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35, № 4.

Курбаткин Г. П., Короткова Е. А., Смирнов В. Д. Динамический аспект сезонного нагревания и охлаждения тропосферы Северного полушария / / Вычислительная математика и математическое моделирование: Труды международной конференции. Т. 2. Под ред. акад. Дымникова В.П. М.: ИВМ РАН, 2000.

Курбаткин Г. П. Крупномасштабные динамические эффекты сезонного нагревания и охлаждения атмосферы. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 3.

Курбаткин Г. П. Демпфирование сезонных изменений температуры воздуха: численные эксперименты. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 4.

Курбаткин Г. П. Два характерных аномальных режима при численном моделировании атмосферной циркуляции переходных сезонов года. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 6.

Kurbatkin G. P., Degtyarev A. I., Korotkova E. A., Smirnov V. D. On Nature and Structure of Atmospheric Circulation Anomalies in Opposite Seasons. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. VSP, Holland, 2003. V. 18, № 1.

Курбаткин Г. П., Дегтярев А. И., Короткова Е. А. Об определении межсезонной эволюции некоторых аномалий общей циркуляции атмосферы. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 5.

Курбаткин Г. П. О механизме усиления амплитуды годового хода аномалий температуры тропосферы континентального масштаба. *Известия РАН.* Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 2.

Курбаткин Г. П. Об оценке полувековой эволюции механизмов, контролирующих в годовом цикле теплообмен между высокими и средними широтами. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 4.

Курбаткин Г. П., Смирнов В. Д. Межгодовые вариации температуры тропосферы, связанные с декадными изменениями Североатлантического колебания. *Известия РАН*. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4.

УДК 551.513:551.515.1

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В УМЕРЕННЫХ ШИРОТАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ВЕДУЩИМИ МОДАМИ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ СЕКТОРЕ

М.Ю. Бардин[1, 2)], Т.В. Платова[1, 2)], О.Ф. Самохина[1)]

[1)] Институт глобального климата и экологии Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды и Российской академии наук,
Россия, 107258, г. Москва, ул. Глебовская, д. 20Б

[2)] Институт географии Российской академии наук,
Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 29
mick-bardin@yandex.ru

Резюме. Рассматривается структура отклика некоторых характеристик циклонической активности (общая повторяемость циклонических центров, частота циклогенеза и циклолиза, площади и глубины циклонов) в зоне умеренных широт Северного полушария на изменения фаз избранных мод крупномасштабной циркуляции атмосферы. Анализируется отклик для широко известных и хорошо документированных циркуляционных структур с доступными рядами численных индексов, из которых отобраны оказывающие заметное влияние на климатическую изменчивость Северной Евразии (Североатлантическое колебание, Восточно-Атлантическая, Скандинавская и Восточно-Атлантическая/Западно-Российская моды). Получены и проанализированы средние карты характеристик циклонической активности в противоположных фазах рассматриваемых мод для отдельных сезонов, в основном, зимы и лета. Описаны наиболее существенные различия как в области основных штормтреков над океанами, так и над континентами. Приведены возможные качественные объяснения наблюдаемым структурам отклика в приземных климатических полях на изменения фазы рассмотренных мод, использующие выявленные особенности циклонической активности в противоположных фазах и другие соображения, связанные с атмосферной циркуляцией. Обсуждаются возможные применения данных о географических особенностях и функциях распределения характеристик циклонической активности в зависимости от фаз ведущих мод атмосферной циркуляции для диагноза и сценарного прогноза региональных изменений климата, в особенности климатических и погодных экстремумов.

Ключевые слова. Циклоническая активность, моды атмосферной циркуляции, композитный анализ, температура воздуха, атмосферные осадки, корреляция, перенос.

SPECIFIC FEATURES OF VARIABILITY OF CYCLONE ACTIVITY IN NORTHERN EXTRATROPICS ASSOCIATED WITH LEADING ATMOSPHERIC CIRCULATION MODES IN ATLANTIC-EUROPEAN SECTOR

M.Yu. Bardin[1, 2)], T.V. Platova[1, 2)], O.F. Samokhina[1)]

[1)] Institute of Global Climate and Ecology,
Glebovskaya str., 20B, 107258, Moscow, Russia, mick-bardin@yandex.ru
[2)] Institute of Geography of Russian Academy of Sciences,
Staromonetny lane, 29, 109017, Moscow, Russia

Summary. The study concerns patterns of response of some indices characterizing cyclone activity (total frequency of cyclonic centers, frequency of cyclogenesis

and cyclolysis, mean cyclone areas and depths) in the Northern Extratropics on changes in phases of particular large-scale atmospheric circulation modes. The response is analyzed for widely known and well-documented circulation patterns, mostly the ones with pronounced influence on climate variability of the Northern Eurasia (North Atlantic oscillation, East Atlantic mode, Scandinavian, and East Atlantic/Western Russia modes) and with easily accessible time series of numerical indices. Calculated composites of cyclone activity indices in opposite phases of the modes are analyzed for specified seasons, mainly winter and summer. Most distinctive features are described within the areas of principal ocean stormtracks, as well as over the continents. Simple possible qualitative explanations of observed response patterns in the surface climatic fields on the phases of the modes considered are given involving identified features of the cyclone activity in opposite phases and some other considerations related to the atmospheric circulation. Data on geographical patterns and other statistics of cyclone activity in relation to different phases of the leading atmospheric modes, and their possible applications to the diagnosis and the scenario forecast of regional climate changes, especially in climate and weather extremes, are discussed.

Keywords. Cyclonic activity, atmospheric circulation modes, composite analysis, air temperature, precipitation, correlation, transport.

Введение

Синоптические вихри и, прежде всего, подвижные циклонические образования, играют важную роль в общей циркуляции атмосферы. Возникая преимущественно в результате взаимодействия бароклинно-неустойчивого среднего потока с орографическими препятствиями или «термической орографией», подвижные тропосферные возмущения в своих фронтальных зонах порождают классические приземные циклоны. Они перемещаются средним потоком, получая на стадии развития энергию в результате взаимодействия с подстилающей поверхностью (преимущественно зимой над океаном) и быстро окклюдируясь; ансамбль баротропизирующихся синоптических вихрей, в свою очередь, передает энергию среднему потоку в тропосфере, поддерживая западно-восточный перенос в результате «отрицательной турбулентной вязкости» (Starr, 1968, Лоренц, 1970; также Монин, 1982). В тропосфере наблюдается непосредственная связь между формой и интенсивностью основных штормтреков и среднего потока (Lau, 1988). Аномалии циклонической активности в области основных штормтреков вызывают аномалии температуры поверхности океана и количества движения, включенные в систему океанической циркуляции, таким образом, внося вклад в формирование долгопериодной изменчивости системы океан-атмосфера. С другой стороны, синоптическими вихрями осуществляется перенос тепла и влаги в атмосфере; фронтальные системы циклонов ответственны за большую часть осадков умеренных широт. В том числе, с циклонами связана значительная доля гидрометеорологических рисков, ассоциирующихся с экстремальными

осадками и ветром. Таким образом, долгопериодная изменчивость циклонической активности связана с основными климатическими модами в системе океан-атмосфера и определяет значительную часть изменчивости климата, включая экстремальные погодные явления, в определенных регионах.

Цель настоящей статьи — продемонстрировать основные связи между фазами ведущих климатических мод и региональной циклонической активностью в умеренных широтах Северного полушария. Максимум циклонической активности сосредоточен в северных частях Атлантики и Тихого океана во все сезоны. Однако приземные циклоны наблюдаются в умеренных широтах повсеместно над океанами и континентами: частично они перемещаются туда из областей основных максимумов, но наблюдается и значительное количество циклогенезов, в особенности летом над континентами, где имеются максимумы повторяемости циклогенеза столь же активные, как и области над океанами. В холодный период важный максимум циклогенеза наблюдается над Средиземным морем: отчасти это малоподвижные и сравнительно короткоживущие термические депрессии, но значительная часть возникающих депрессий перемещается на восток и северо-восток и играет важную роль в формировании погоды, в том числе в юго-восточных областях России.

Из приведенных кратких замечаний ясно, что особенности и изменчивость циклонической активности в различных регионах могут быть связаны не только с теми модами крупномасштабной атмосферной циркуляции, которые ассоциируются со взаимодействием океана и атмосферы и сосредоточены в океанских секторах СП, но и такими, например, как квазидвухлетнее колебание стратосферного ветра, и такими тропосферными модами, которые сосредоточены преимущественно над континентами, как Скандинавская или Восточно-Атлантическая — Западно-Русская (Barnston, Livezey, 1987). Мы уделим особое внимание тем модам, которые имеют более или менее выраженное проявление в климатической изменчивости над Северной Евразией. Кроме непосредственно анализа изменчивости характеристик циклонической активности в зависимости от фаз структур атмосферной циркуляции, определенное внимание будет уделено простым качественным соображениям по поводу наблюдаемой корреляции рассмотренных атмосферных индексов с приземными климатическими полями, включающими полученную информацию об особенностях циклонической активности.

Характеристики циклонической активности

Метод, использованный для идентификации циклонов и расчета их характеристик по данным барического поля в узлах регулярной сетки, использован ранее в работах (Бардин, 1995; Бардин, 2000; Бардин, Полонский, 2005). Он основан на том, что барическая депрессия представляет собой простой минимум геопотенциала, т.е. углубление изобарической поверхности, и на карте барической топографии ограничен простой замкнутой кривой ***Lo***– изогипсой уровня ***Zo*** (на рис. 1 — левая ветвь зеленой «восьмерки»), такой, что внутри нее содержится единственный минимум (в точке ***C*** на рис. 1), а при ***Z*** > ***Zo***

соответствующая изогипса охватывает более одного центра. Тогда идентификация циклона сводится к 1) нахождению в дискретном поле минимума в узле ***Gc*** («истинный» минимум ***C*** не обязан быть в узле); 2) итерационному процессу с шагом ***dZ***, при котором все узлы кроме ***Gc*** внутри контура ***Z*** проверяются на наличие минимума (т.е., второго минимума внутри контура); если второй минимум обнаружен, то ***Zo***= ***Z***–***dZ***, иначе шаг повторяется для ***Z***+***dZ***. Перебор узлов внутри контура основан на простом алгоритме, использующем представление географической сетки в виде графа, вершины которого — узлы, в которых значение геопотенциала <***Z,*** ребра — стороны боксов и одна из диагоналей (чтобы избежать неоднозначности при пересечении уровнем всех 4 сторон бокса), и тот факт, что узел ***Gc*** находится внутри контура.

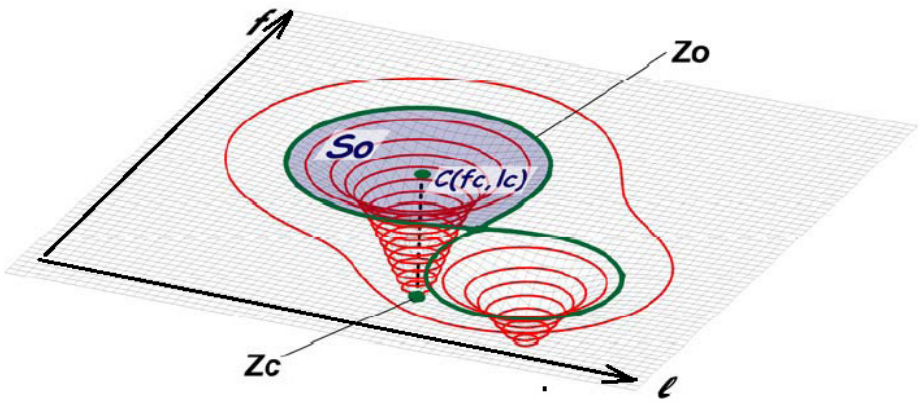


Рисунок 1 — Схема к определению характеристик циклона

Далее, для области депрессии

So = {***x(f,l)***: ***Z(x)<Zo*** и любая дуга (***xc, x***) пересекает контур ***Lo***} рассчитываются следующие характеристики:

(***fc , lc***) — координаты «истинного» центра, определяемого как центр тяжести области внутри «минимального» контура ***Z(Gc)+dZ***;

Z(Gc) (гпм) — «значение в центре»;

d = |***Zc -Zo***| (гпм) — «глубина»;

a = $\int_{x \in So} ds$ (км^2) — площадь,

а также некоторые другие.

Характеристики всех депрессий за каждый срок анализа архивируются.

До сих пор мы избегали термина «циклон», поскольку в полях реанализа постоянно возникают мелкие короткоживущие «шумовые» минимумы, связанные скорее с методом анализа, которые должны быть предварительно отфильтрованы. Для этого использовалось условие, что «время жизни» циклона должно быть не менее определенного числа сроков анализа: конкретно, мы использовали 4-х срочные данные реанализа NCEP/NCAR геопотенциала H1000, сетка 2.5^o (Kalnay et al., 1996). Такое усечение требует

предварительного объединения центров в полях за последовательные сроки в траектории. Выбранное условие отсечения для шумов — время жизни <6 сроков, что кажется вполне достаточным; в то же время отсекаются только самые короткоживущие (не более 1.5 суток) циклоны.

Исходными данными для дальнейших расчетов статистик циклонической активности является, таким образом, архив траекторий, полученный на основе алгоритма «ближайшего соседа» с ограничением возможного перемещения между сроками 600 км, с удаленными траекториями короче 6 сроков. Для траекторий, наряду с указанными выше «мгновенными» характеристиками для каждого срока, вводятся естественные характеристики «мгновенной скорости» (компоненты вектора перемещения между сроками и его модуль) и общие для всей траектории: координаты циклогенеза и циклолиза ***Lo.***

Индексы атмосферной циркуляции

Уже давно было замечено, что некоторые наблюдаемые климатические особенности атмосферной циркуляции, так называемые «центры действия атмосферы», такие, как например Исландский минимум (ИМ), проявляющийся на средней многолетней карте давления как депрессия между южной оконечностью Гренландии и Исландией, и Азорский максимум (АМ) — область повышенного давления в районе Азорских о-вов, имеют тенденцию к синхронным изменениям противоположного знака (атмосферный «диполь» или «качели»). Такие «дальние связи» в барических полях в значительной мере определяют характер долгопериодной изменчивости региональной циркуляции (в дальнейшем часто будет употребляться термин «средняя циркуляция» или «средний поток» — не в смысле многолетнего среднего, а в смысле циркуляции с отфильтрованными быстрыми колебаниями с характерными временными масштабами порядка недели, т.е. «синоптическими»). Они также существенно влияют на характер изменчивости климатических полей (температура, осадки и т.п.). По этому поводу имеется обширная литература; назовем лишь некоторые работы, имеющие близкое отношение к настоящему исследованию: Hurrell and van Loon, 1997; Wallace and Gutzler, 1981; Barnston and Livezey, 1987; Нестеров, 2013.

Для численной характеристики определенных типичных региональных особенностей ОЦА предложен ряд индексов. Наиболее простые из них основаны непосредственно на наблюдаемых значениях давления в отдельных пунктах (на станциях): например, классический индекс Североатлантического колебания (САК): разность нормированных аномалий давления в Рейкьявике и Понта-Дельгада (вариант: Лиссабон). Другие подходы используют значения давления (или геопотенциала определенной изобарической поверхности) в узлах регулярной сетки. Простые и устойчивые индексы получаются осреднением (как правило, аномалий) по площади определенных «ключевых районов» (Trenberth and Hurrell, 1994; Бардин, 1996). Более сложные индексы получаются разложением барических полей по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ): Hurrell, 1995, иногда с дальнейшим их вращением с целью

получить более отчетливые структуры (Barnston and Livezey, 1987). В подпространстве малой размерности, полученном редукцией до нескольких ведущих ЭОФ или каким-либо другим способом, и, как правило, используя ту или иную временную фильтрацию, можно оценить эмпирическую плотность вероятности нахождения системы в определенном состоянии и выявить ее максимумы (моды ф.п.р.), откуда, собственно, и широко распространенный термин: «мода атмосферной циркуляции» или «климатическая мода» (Molteni et al., 1990, Corti et al., 1999; Бардин, 1996).

В работе мы использовали широко распространенные индексы атмосферной циркуляции, данные которых легко доступны и постоянно обновляются.

Для характеристики САК использовался индекс, представляющий собой первую главную компоненту (ГК) давления на уровне моря в атлантическом секторе 20–80°с.ш., 90°з.д.– 40°в.д. (Hurrell, 1995), источник данных — NCAR (https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/climate_index_files/nao_pc_monthly.ascii).

Остальные индексы — Barnston and Livezey, 1987, представляют собой проекции на ведущие полушарные моды месячных полей H500. Моды получены как результат варимаксного вращения первых 10 ЭОФ H500, рассчитанных отдельно для всех месяцев каждого сезона за 1950–2000 гг. Источник: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh.

Методы выделения структуры сигнала

Для характеристики циклонической активности в противоположных фазах использовался метод эмпирических условных статистик, широко известный в англоязычной литературе как «composite analysis» (в русскоязычной часто применяется калька «анализ композитов»). Сравнивались средние поля, полученные по 15% наибольших по величине положительных и отрицательных значений индекса для месяцев рассматриваемого 3-месячного сезона. Использовались данные за 1958–2013 гг. (отсечение 1958-м годом объясняется тем, что именно с этого времени количество данных радиозондирования считается достаточным для полноценной системы усвоения данных). Для каждой фазы выборка составляла, таким образом, 25 месяцев.

Значимость различий композитов повторяемости циклонических центров оценивалась с помощью построения для каждой из фаз биномиальной функции распределения повторяемости в каждой ячейке выбранной сетки (конкретно, 5×5 градусов), основываясь на схеме Бернулли с вероятностью успеха, равной повторяемости: $p_{\psi}(f, l) = Nc_{\psi}(f, l)/N_{\psi}$; здесь $Nc_{\psi}(f, l)$ — число наблюдений центра циклона в выборке для фазы ψ (+ или –) над ячейкой с координатами (f, l), N_{ψ} — полный объем выборки для фазы ψ ($\approx 25 \times 30 \times 4 = 3000$) и оценке вероятности повторяемости в одной из фаз в предположении, что распределение принадлежит другой фазе. Различие считалось значимым, если в обоих случаях вероятность была меньше 1%. Точнее, если $N_+ > N_-$, то различие значимо, если $\Phi_+ (N_-) < 0.01$ и $1 - \Phi_- (N_+) < 0.01$ (Φ_{ψ} — ф.р. для фазы ψ).

Для оценки значимости различия средней глубины и площади циклона в ячейке

$$E\mathit{Xc}_{\psi}(f, l) = \Sigma_{i=1..\mathit{Nc}\psi(f,l)}\mathit{Xc}^{i}_{\psi}(f,l)/\mathit{Nc}_{\psi}(f,l)$$

$\mathit{Xc}^{i}_{\psi}(f, l)$ — площадь или глубина циклона с центром в соответствующей клетке, использовался критерий Стьюдента с «исправленным» числом степеней свободы

$\mathit{Nc}^{*}_{+}(f, l) + \mathit{Nc}^{*}_{-}(f, l) - 2$, где $\mathit{Nc}^{*}_{\psi}(f, l)$ — число «независимых» наблюдений центра циклона в ячейке). Независимыми считались наблюдения циклона в одной ячейке, разделенные не менее, чем двумя сроками (т.е., 18 часами).

Характеристики циклонической активности в противоположных фазах ведущих мод

Интуитивно ясно, что различие формы и интенсивности основного западно-восточного переноса в умеренных широтах СП в зависимости от фазы ведущей региональной моды атмосферной циркуляции должно приводить к различию в локализации областей активного циклогенеза (в особенности для мод, сосредоточенных в океанских секторах) и/или преимущественных путей перемещения циклонов — и, в конечном счете, в географии повторяемости циклонических центров, а также в характеристиках интенсивности циклонов. В работе (Бардин, Полонский, 2005) проанализированы статистики некоторых характеристик циклонической и антициклонической активности в зависимости от фазы САК и показано, что значимые различия наблюдаются как в области основного атлантического штормтрека, так и восточнее вдоль основного переноса, а также регионе Средиземного и Черного морей. Более подробный анализ, включающий расширенный набор характеристик и моды Тихоокеанского сектора, но только для циклонов, выполнен в (Polonsky et al., 2012). В настоящей работе аналогичный анализ будет представлен для основных мод циркуляции, влияющих на климатическую изменчивость Северной Евразии, причем не только для зимнего сезона, но также для лета или одного из переходных сезонов — в зависимости от сезонной активности рассматриваемой моды.

Североатлантическое колебание (САК)

Наиболее выраженный сигнал в различных характеристиках циклонической активности ассоциируется с Североатлантическим колебанием. Значимые различия повторяемости циклонов в противоположных фазах САК наблюдаются в различных регионах умеренных широт практически всего СП (рис. 2; рис. 6).

Зима. Самые значительные различия повторяемости циклонов в противоположных фазах САК наблюдаются, естественно, в Атлантическом секторе: в положительной фазе повышенная повторяемость наблюдается в северной части (от 60^{o}с.ш.) до Баренцева моря и в южной — в отрицательной фазе (рис.

2). Заметим, что структуры поля давления, отвечающие индексам САК Херрелла и Барнстона-Ливзи для зимы очень близки и так же близки структуры отклика в повторяемости циклонов.

Эти особенности в Атлантическом секторе ярко выражены в корреляции индекса САК с полями осадков и температуры (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_pmap.shtml и /teledoc/nao_tmap.shtml: в дальнейшем, ссылаясь на этот сайт, мы будем опускать начало адреса, оставляя вторую часть). Для осадков эта корреляция положительна в северной части сектора и отрицательна — в южной и обусловлена осадками во фронтальных системах циклонов. Для температуры ситуация обратная — повышенная повторяемость циклонов вызывает выхолаживание поверхности океана. Максимум положительной корреляции наблюдается у восточного побережья США южнее Ньюфаундленда, где в отрицательной фазе САК повторяемость циклонов значительно выше, чем в положительной. Область отрицательной корреляции — от Баффиновой Земли до Исландии и далее на восток почти до Британских островов — соответствует области максимальной повторяемости в положительной фазе.

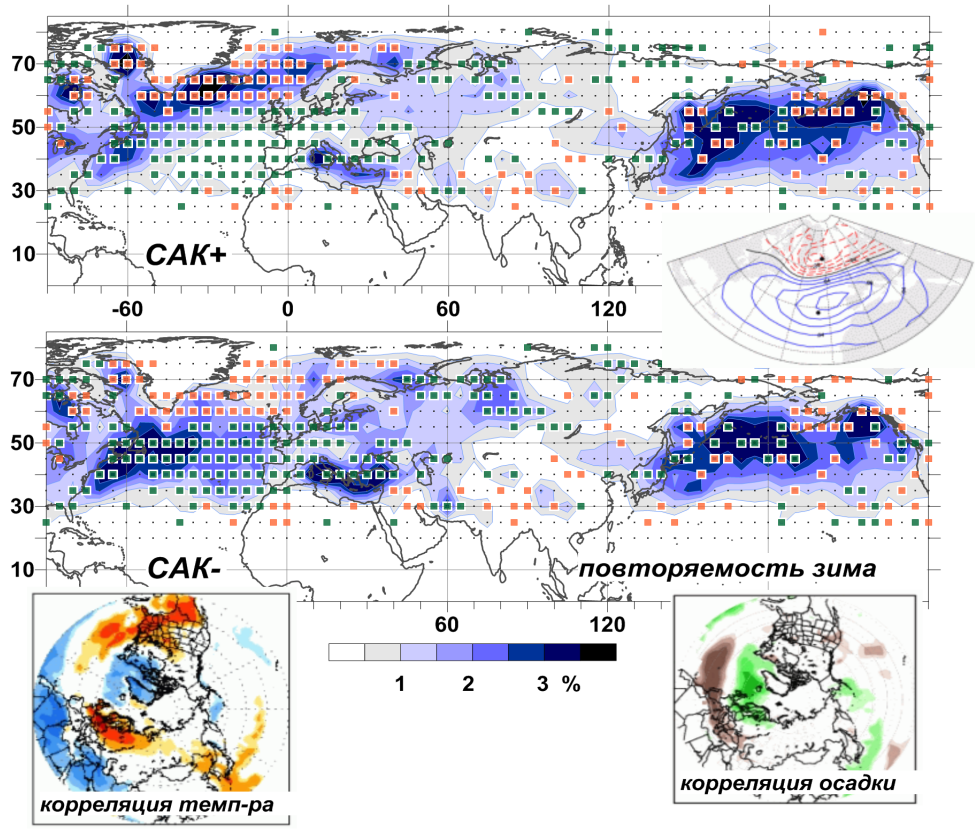


Рисунок 2 — Повторяемость циклонов (%) зимой в положительной и отрицательной фазах САК (средние за 25 зимних месяцев с наибольшими по величине положительными и 25 месяцев — отрицательными значениями индекса). На врезках приведены: структура 1-й ЭОФ поля давления в положительной фазе САК https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based (красные изолинии соответствуют отрицательным аномалиям давления в положительной фазе САК); корреляции индекса с полями температуры и осадков (/teledoc/nao_tmap.shtml и /teledoc/nao_pmap.shtml): для температуры положительные корреляции показаны оттенками оранжевого, для осадков — зеленого.

Можно, впрочем, ожидать, что выхолаживание поверхности в области мощной системы теплых течений в Северной Атлантике ослабляется глубоким перемешиванием верхнего слоя океанических вод штормовыми ветрами в циклонах, что сохраняет горизонтальные и вертикальные градиенты температуры и дает возможность достаточно продолжительного сохранения аномально высокой циклонической активности и поддерживаемого ею среднего потока.

С другой стороны, положительная корреляция индекса САК с температурой в северной и центральной зоне Европы объясняется, по-видимому, в основном, усилением среднего западно-восточного переноса теплого воздуха с Атлантики на холодный континент между 50–60°с.ш. в положительной фазе САК (рис. 3). Можно предположить, что частично теплый воздух доставляется в северную Европу переносом на юг теплого воздуха из района Североатлантического течения в тылу проходящих севернее Скандинавии (и уже, в основном, окклюдированных) циклонов (Блютген, 1973). Однако средний меридиональный ветер в положительной фазе САК в этой области направлен на север, так что требуется более детальный анализ меридиональных потоков тепла, связанных с вихрями. Суммарный вихревой перенос тепла в Северном полушарии зимой в основном имеет превалирующую северную компоненту, но над Скандинавией зональная компонента сравнима или больше зональной (Held 1999, fig. 2), так что возможны различные варианты для знака меридиональной компоненты в зависимости от фазы рассматриваемой моды: см. напр. ниже рис.11 векторы перемещения циклонов в положительной фазе моды ВА/ЗР (для САК ситуация сложнее и требует детального расчета). Аналогично, усилением зонального переноса в отрицательной фазе над континентом между 30–40°с.ш. объясняется отрицательная корреляция САК с температурой в Северной Африке и далее в Малой Азии, Ираке и Иране: см. карту зонального ветра в отрицательной фазе САК на рис. 3. В Северной Африке и Малой Азии также может играть значительную роль перенос тепла, в том числе скрытого, связанный со средиземноморскими циклонами, как показывает корреляция с осадками.

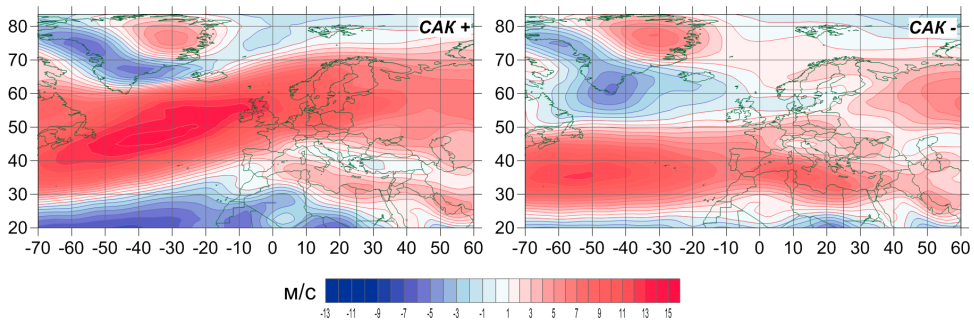


Рисунок 3 — Средний зональный ветер на изобарической поверхности 850 гПа в положительной и отрицательной фазах САК по данным реанализа NCEP/NCAR CDAS1 (Kalnay et al., 1996)

Важным обстоятельством является высокая повторяемость циклонов в отрицательной фазе САК в Средиземноморском-Черноморском регионе. Следует

обратить внимание на повышенную повторяемость циклонов в отрицательной фазе САК на севере Евразии, в особенности на севере Западной Сибири.

Отметим некоторые важные обстоятельства, связанные с фазами «жизненного цикла» атлантических циклонов. Сначала коснемся географического распределения циклогенеза и циклолиза. На рис. 4 представлены относительные значения повторяемости этих явлений, рассчитанные как отношение числа циклогенезов (циклолизов) в каждой ячейке сетки 5 × 5 градусов к среднему значению этой величины для обеих фаз:

$$\boldsymbol{RNg^{+}}\,(\boldsymbol{kf, kl}) = \boldsymbol{Ng^{+}}\,(\boldsymbol{kf, kl}) \,/\, \{0.5 \times \sum_{\boldsymbol{jf}} \sum_{\boldsymbol{jl}} [\boldsymbol{Ng^{+}}\,(\boldsymbol{jf, jl}) + \boldsymbol{Ng^{-}}\,(\boldsymbol{jf, jl})] \,/(\boldsymbol{nf} \times \boldsymbol{nl})\}$$

Здесь $\boldsymbol{Ng^{+}}\,(\boldsymbol{jf, jl})$ ($\boldsymbol{Ng^{-}}\,(\boldsymbol{jf, jl})$) — суммарное число циклогенезов в ячейке (***jf, jl***) в выборке для положительной (отрицательной) фазы, ***nf*** (***nl***) — число ячеек вдоль меридиана (параллели), ***RN*** — относительное число. Аналогично для циклолизов.

Хорошо видно, что области, где относительная величина циклогенеза > 1, довольно узки, в то время как области циклолиза существенно «расплываются», в особенности над материком.

Суммарно основной областью зимнего циклогенеза в Северной Атлантике является область вблизи восточного побережья США, более активная в отрицательной фазе САК: $\boldsymbol{RNg^{-}}$ здесь достигает 7.5, а $\boldsymbol{RNg^{+}}$ – 5. В то же время, существует представление, что высокая повторяемость циклонов в районе Исландии преимущественно связана с малоподвижными окклюдированными циклонами в завершающей стадии развития (Блютген, 1973; Погосян, 1952). Частично это так: указанная область характеризуется высокой повторяемостью циклолиза; также именно здесь при слиянии нескольких уже достаточно крупных циклонов возникают сверхкрупные «центральные» циклоны, оказывающие значительное влияние на погоду в Западной Европе (Хромов, 1974). Однако, из рис. 4 видно, что в положительной фазе САК в области между Гренландией и Исландией наряду с циклолизом наблюдается также очень активный циклогенез, более интенсивный, чем у побережья США ($\boldsymbol{RNg^{+}}$ достигает 11.5). В отрицательной же фазе САК ни активного циклогенеза, ни циклолиза в этой области не наблюдается.

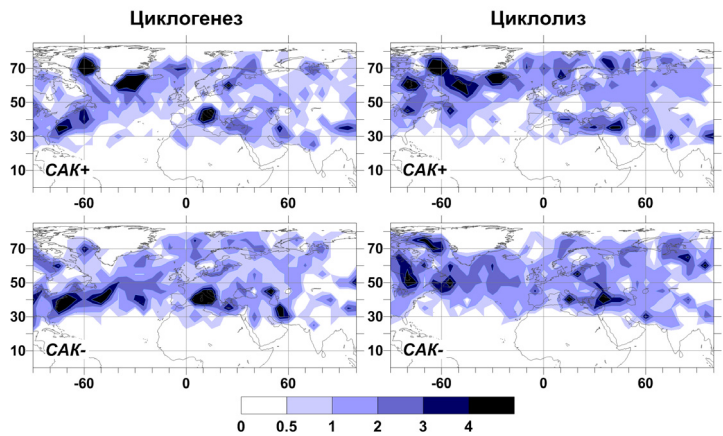


Рисунок 4 — Относительное число циклогенезов (слева) и циклолизов в ячейке 5x5^{o} зимой положительной и отрицательной фазах САК (за 25 месяцев с максимальными по абсолютной величине значениями индекса САК в каждой из фаз).

Глубины, которых в среднем достигают циклоны в обеих фазах САК, приблизительно одинаковы — около 160 гпм (рис. 5), максимум наблюдается в том и другом случае вдоль 55°с.ш., но область максимальных глубин в положительной фазе значительно протяженнее: от 60°з.д. до нулевого меридиана, в то время как в отрицательной фазе от от 50 до 20°з.д. В положительной фазе циклоны значительно глубже в Северном и Норвежском морях, а в отрицательной в западной части океана южнее 50°с.ш. Для площади циклонов ситуация противоположная: средняя площадь в отрицательной фазе превышает 2 млн. кв. км, практически, во всей зоне от 30 до 70°с.ш., а в положительной — в относительно узкой полосе между 50 и 70°с.ш. Максимальные средние значения более 3.5 млн. кв. км в положительной фазе наблюдаются в небольшой области в Северном море и только там заметно превышают площади циклонов в отрицательной фазе, в которой такие крупные по площади циклоны наблюдаются, практически, в той же области, что и наиболее глубокие. Таким образом, грубо говоря, над большей частью океана наиболее крупные циклоны положительной фазы САК глубже, но меньше по площади, чем в отрицательной фазе.

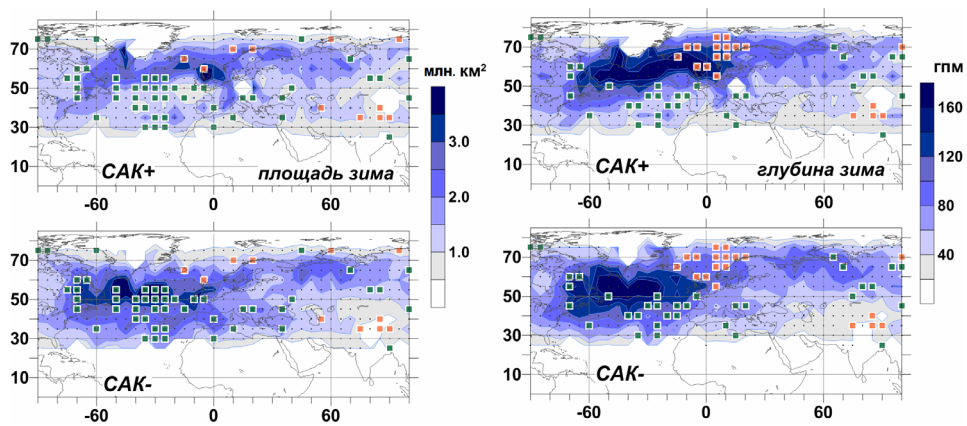


Рисунок 5 — Средняя площадь и глубина циклонов в противоположных фазах САК: зима

Лето. (Следует иметь в виду, что на летних картах повторяемости циклонов имеются несколько небольших — 1–3 узла сетки — областей с нереально высокими значениями повторяемости циклонов в районе мощных горных систем Азии: депрессии наблюдаются там почти постоянно; скорее всего, это связано с ошибкой реанализа в сложных орографических условиях.)

В отрицательной фазе САК атлантический штормтрек распадается на три области высокой повторяемости. Начальная (западная) ветвь огибает с юга Гудзонов залив и оканчивается между Ньюфаундлендом и южной оконечностью Гренландии. Центральная расположена южнее Исландии (45–60°с.ш.). Восточная — в южной части Скандинавского п-ова, т.е. штормтрек менее зонален, чем зимой: это соответствует отклонению южной части диполя САК и, вместе с тем, полосы максимальных барических градиентов к северу — см.

врезку на рис. 6. Отметим здесь, что летняя структура САК, полученная Барнстоном и Ливзи (1987), значительно отличается от предложенной Херреллом (и от зимнего САК, почему и был использован индекс Херрелла). У Барнстона-Ливзи диполь, в целом, смещен на запад к побережью Северной Америки, но южная его часть распадается на две ветви; более слабая западная расположена между Британскими о-вами и югом Скандинавии: в результате для этой моды структура отклика в Атлантическом секторе близка к полученной для САК Херрелла. В положительной фазе восточная ветвь отсутствует; от области максимума в районе Исландии штормтрек уходит на северо-запад в направлении Шпицбергена. Это различие определяет знак корреляции индекса САК с температурой (положительный) и осадками (отрицательный) в северо-западной части Европы: циклоны в отрицательной фазе САК доставляют сюда холодный воздух с Атлантики и повышенные осадки.

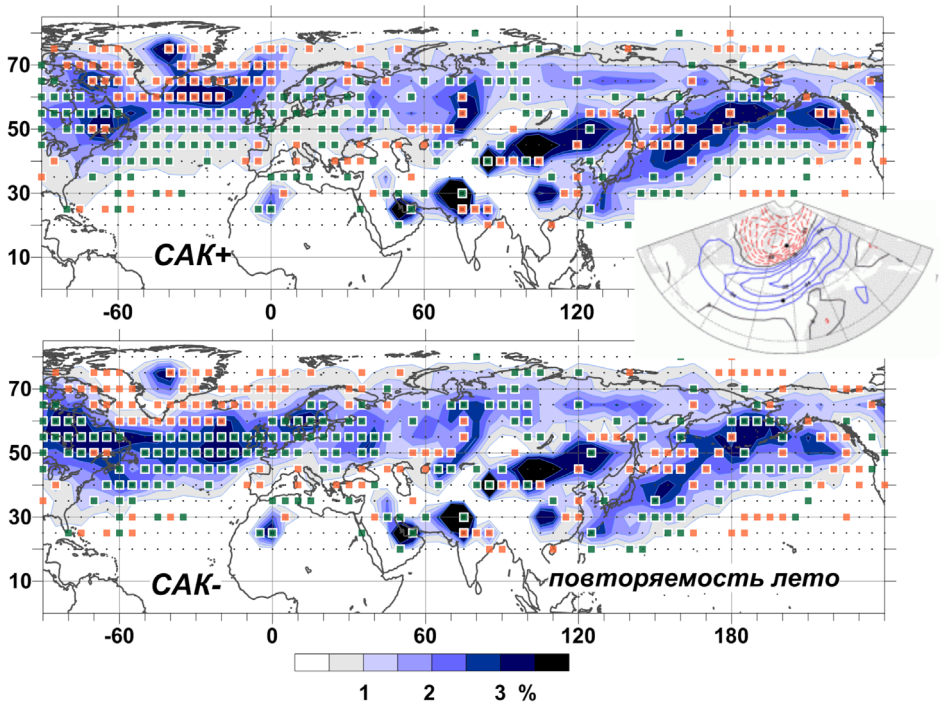


Рисунок 6 — Повторяемость циклонов (%) летом в положительной и отрицательной фазах САК. На врезке — структура поля давления в положительной фазе САК (https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based)

Важным для Северной Евразии является то обстоятельство, что заметная повторяемость циклонов летом наблюдается над континентом в полосе 50–70°с.ш.: в Западной Сибири имеется штормтрек, в фазе САК+ — столь же интенсивный, как и атлантический. Однако, в целом, циклоническая активность в этой зоне выше в отрицательной фазе САК и в этом аспекте особый интерес представляет повышенная повторяемость циклонов в западной части СНГ (проявляется на карте корреляции индекса САК с полем осадков: / teledoc/nao_pmap.shtml), а также в средней Сибири.

Восточно-Атлантическая мода (ВАМ)

Зима. Соответствующее положительной фазе ВАМ поле давления (врезка на рис. 7) в Атлантическом секторе на первый взгляд незначительно отличается от «сильной» фазы САК: диполь с низким давлением на севере и высоким — в субтропиках; однако, волновые структуры этих мод в меридиональном направлении смещены на четверть периода или около 10–15° широты (диполь САК расположен севернее). Пространственные структуры отклика на эти моды в полях температуры и осадков различаются не только широтой максимумов, но и долготой и величиной, однако сосредоточены преимущественно в Атлантическом и западной части Европейского сектора (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml). В то же время, как показывает рис. 7, повторяемость циклонов в зимний сезон чувствительна к фазе ВАМ практически на всем полушарии.

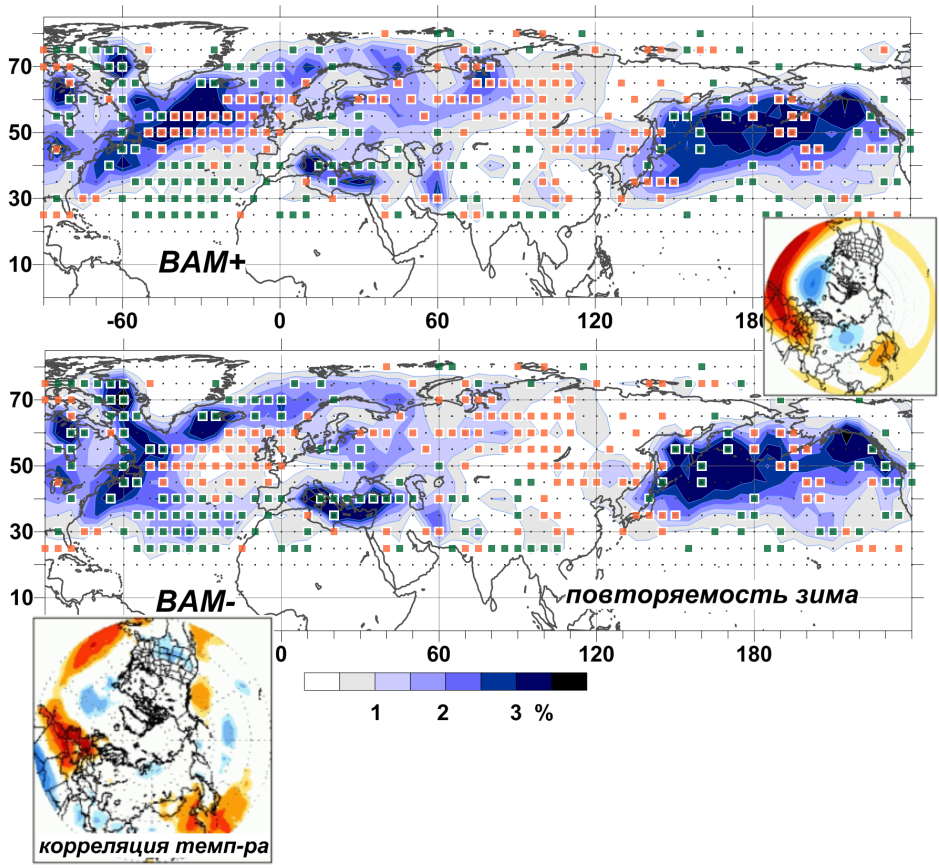


Рисунок 7 — Повторяемость циклонов (%) зимой в положительной и отрицательной фазах ВАМ. На врезках — структура поля давления в положительной фазе ВАМ (/teledoc/ea_map.shtml) и корреляция индекса ВАМ с полем температуры (/teledoc/ea_tmap.shtml)

Форма отклика в повторяемости циклонов в Атлантическом секторе ожидаема в соответствии со структурой моды: диполь, смещенный на юг по отношению к отклику на САК, плюс область повышенной повторяемости

циклонов в отрицательной фазе севернее и северо-восточнее максимума положительной фазы (только намечающаяся для САК). Однако, различия в форме основного штормтрека выражены значительно менее, чем для САК и проявляются, в основном, во вторичных ветвях. Одна из них расположена к западу от Исландии и в положительной фазе начинается значительно южнее, чем в отрицательной (в отрицательной фазе циклоны в области к юго-западу от Исландии почти не наблюдаются). Другая проявляется только в отрицательной фазе и расположена в центре Северной Атлантики около 30°с.ш., отклоняясь западнее к северу до Пиренейского п-ова. С другой стороны, в фазе BAM+ отсутствует область повышенного циклогенеза между Гренландией и Исландией, а в отрицательной фазе она очень интенсивна и $\boldsymbol{RNg}^{+}$ достигает здесь 8.5 (рис. 8) — см. замечания по этому поводу относительно САК. В обеих фазах эта область является областью циклолиза, так же, как и область к юго-западу от южной оконечности Гренландии.

Как и для САК, повторяемость циклонов в Средиземноморье выше в отрицательной фазе BAM, но различия не столь выражены и не распространяются на северную часть Черноморского региона.

Радикальные и важные для регионального климата различия в отклике на САК и BAM наблюдаются на севере Восточной Европы и в Азии: здесь повторяемость циклонов выше в положительной фазе BAM и отрицательной — САК. В обоих случаях максимум отклика наблюдается в районе Обской губы. В отрицательной фазе BAM циклоны почти не наблюдаются в Байкальском регионе.

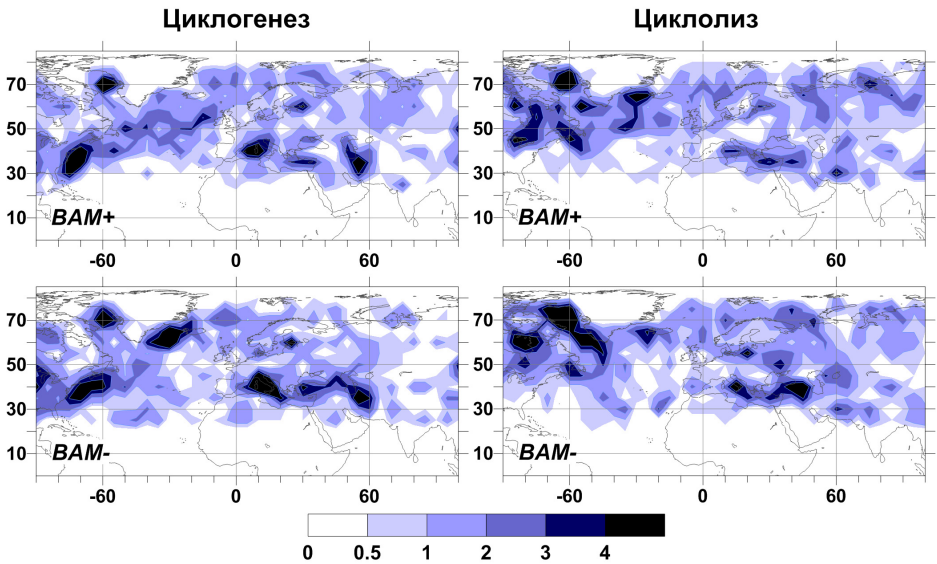


Рисунок 8 — Относительное число циклогенезов (слева) и циклолизов в ячейке 5× 5° зимой положительной и отрицательной фазах BAM (за 25 месяцев с максимальными по абсолютной величине значениями индекса BAM в каждой из фаз).

В поле осадков максимальная положительная корреляция с индексом BAM наблюдается над океаном в области, где повторяемость циклонов значительно

выше в положительной фазе, и менее значительная — в Западной Сибири; отрицательная корреляция — в восточной части Средиземного моря и Черноморском регионе, где выше повторяемость осадков в отрицательной фазе ВАМ. Наиболее значительная корреляция с температурой наблюдается в Атлантике между 25 и 35°с.ш. — выхолаживание при повышенной повторяемости циклонов в отрицательной фазе ВАМ, а также над Западной Европой: как и в случае САК здесь основную роль играет средний перенос в положительной фазе ВАМ, близкий по форме к таковому для САК+, но сильно ослабевающий перед Скандинавией (восточнее корреляция не наблюдается).

Различия между сигналами САК и ВАМ в области тихоокеанского штормтрека проявляются в более мелкомасштабных подробностях: смещение западной ветви штормтрека на восток и более значительное усиление центральной ветви в положительной фазе ВАМ, отсутствие сигнала ВАМ в заливе Аляски.

Лето. Непосредственно в Северной Атлантике сигнал ВАМ летом заметно слабее, чем зимой. Основной атлантический штормтрек распадается на три части, аналогично отрицательной фазе САК; все три интенсивнее в положительной фазе.

Имеются заметные различия в Тихом океане, связанные для западной ветви штормтрека со смещением на север и интенсификацией восточной (в заливе Аляски) в положительной фазе (рис. 9).

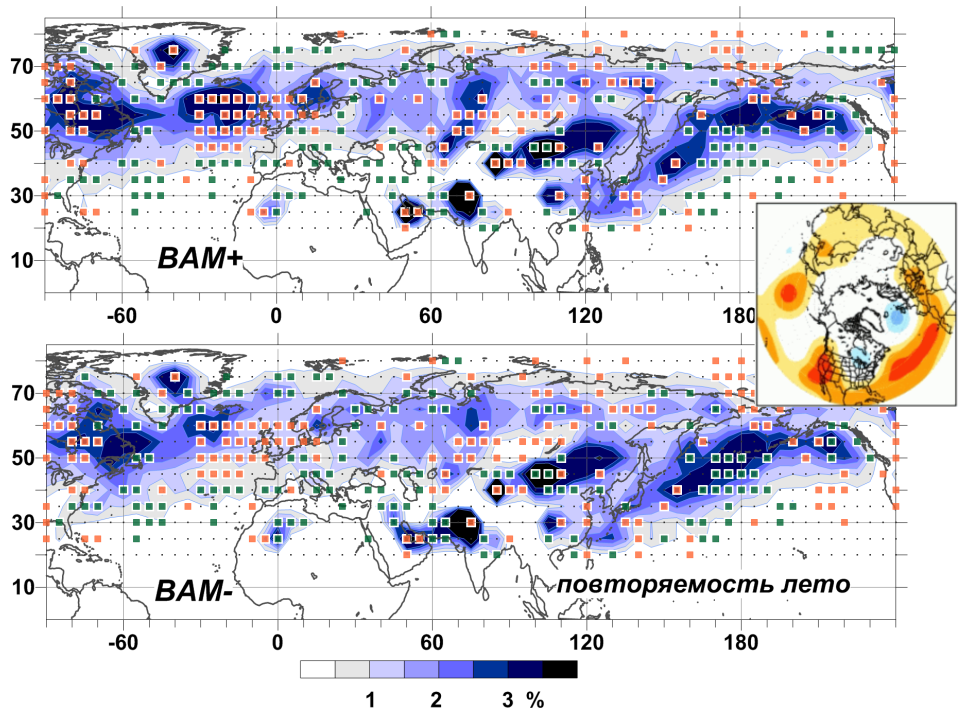


Рисунок 9 — Повторяемость циклонов (%) летом в положительной и отрицательной фазах ВАМ. На врезке — структура поля давления в положительной фазе ВАМ (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea_map.shtml)

Штормтрек в Западной Сибири выражен в положительной фазе.

Положительная корреляция ВАМ с температурой в восточной части Средиземного моря, на юге Центральной Европы и Черноморском регионе связана с повышенной повторяемостью циклонов в отрицательной фазе. Здесь же наблюдается (незначительная) отрицательная корреляция с осадками.

Восточно-Атлантическая/Западно-Российская мода

В отличие от предыдущих двух структур атмосферной циркуляции, чьи «центры действия» локализованы над океаном, следующие две моды — преимущественно «континентальные». Другое их отличие состоит в том, что они представляют собой зональные «волновые» структуры, в то время как САК и ВАМ представляют собой волны меридиональные. Известно, что на внутрисезонных масштабах изменчивости определенные фазы таких волновых структур ассоциируются с блокированием западно-восточного переноса. Для Атлантики этот вопрос хорошо изучен, начиная с классических работ Рекса (Rex, 1950) и развит во многих работах (Charney et al., 1981; Plaut and Vautard, 1994; Pelly and Hoskins, 2003); основной тип блокирования здесь — «перевернутый» диполь, т.е. отрицательная фаза САК (с укороченным до 30^{o}з.д. атлантическим штормтреком и расщеплением зонального потока: рис. 2 и 3) или ВАМ (с почти полным отсутствием циклонов в восточной части Атлантики между 45 и 60^{o}с.ш.). Некоторые вопросы, связанные с блокированием в западной части Северной Евразии рассмотрены в (Обухов и др., 1984, Бардин, 2007).

Зима. Основная барическая структура, характеризующая положительную фазу ВА/ЗР, включает область положительной аномалии с центром в районе Британских о-вов и области отрицательной аномалии на востоке (центр в районе Южного Урала) и более слабую на западе (центральная и западная части Атлантики). Несмотря на достаточно слабую западную полуволну, различия в повторяемости циклонов над океаном в противоположных фазах весьма значительны (рис. 10). В положительной фазе мощный штормтрек наблюдается от 45^{o}з.д., 50^{o}с.ш., а в отрицательной сосредоточен в области между Гренландией и Исландией. Напротив, в западной части Атлантики у берегов США штормтрек значительно мощнее в отрицательной фазе

Как видно из рисунка 10, аномалии повторяемости чередуются с запада на восток, а не с севера на юг, как в случае САК и ВАМ. Основная отрицательная аномалия повторяемости для ВА/ЗР+ расположена в восточной Атлантике — Западной и Центральной (частично Восточной) Европе до 30^{o}в.д на севере и до 40^{o} на юге. Центр этой области в положительной фазе характеризуется перманентным блокированием: здесь в этой фазе циклоны не наблюдаются и, как видно из рис. 11, обтекают с севера и юга центр указанной области (другая аналогичная область наблюдается в обеих фазах на юге Сибири и связана с Сибирским антициклоном).

Повышенная циклоническая активность в отрицательной фазе ВА/ЗР определяет положительную аномалию осадков в Восточной Атлантике

вблизи Британских о-вов, в балтийском регионе и, особенно, в северо-восточном Средиземноморье и юго-западе Восточной Европы; в то же время очень малое количество циклонов в этих регионах в положительной фазе влечет дефицит осадков. Все это определяет здесь заметную отрицательную корреляцию индекса ВА/ЗР с осадками (не показано). Напротив, восточнее наблюдается положительная (хотя существенно более слабая) отрицательная корреляция.

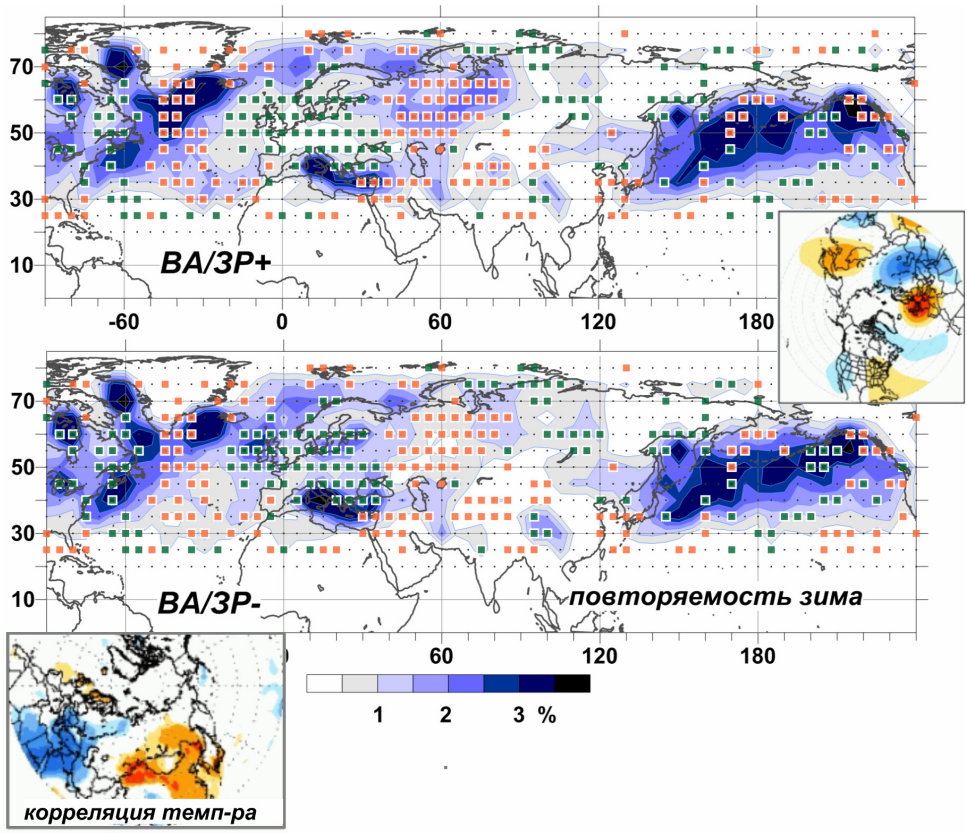


Рисунок 10 — Повторяемость циклонов (%) зимой в положительной и отрицательной фазах ВА/ЗР. На врезках — структура поля давления в положительной фазе ВА/ЗР (/teledoc/eawr_map.shtml) и корреляция индекса с температурой воздуха

Для температуры наблюдается обширная область отрицательной корреляции в восточном Средиземноморье (включая восток Северной Африки), Ираке и севере Аравийского п-ова, и на юго-западе Восточной Европы. По-видимому, она объясняется затоком холодного воздуха (средний меридиональный ветер и холодные циклоны) из северных частей Восточной Европы по восточной периферии блокирующей области высокого давления в положительной фазе ВА/ЗР (рис. 11) и в отрицательной фазе — повышенной циклонической активностью на северо-востоке Средиземноморья и в Черноморском регионе; однако остается неясным происхождение отрицательной корреляции для территории Ирака и севера Аравийского п-ова

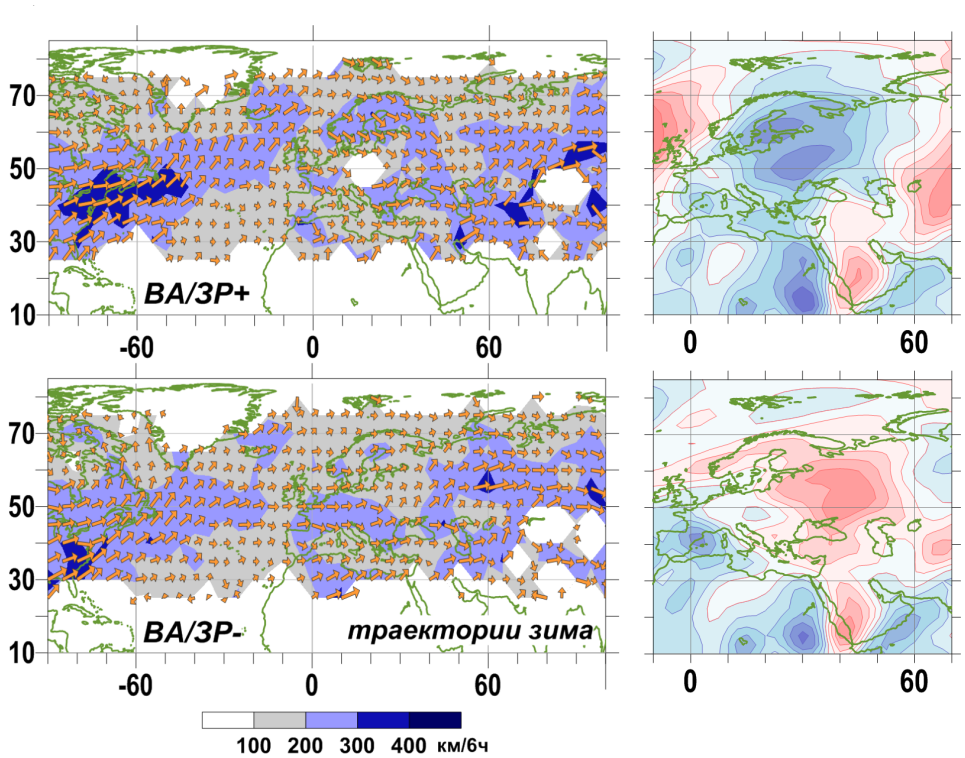


Рисунок 11 — Для противоположных фаз ВА/ЗР показаны: слева — скорости перемещения циклонов (векторы пропорциональны перемещению между сроками анализа); справа — меридиональный ветер на изобарической поверхности 850 гПа (шаг изолиний — 1 м/с; оттенки синего — северный ветер; розового — южный).

Весна. Летом мода ВА/ЗР выражена очень слабо (/teledoc/eawr_map.shtml). Структуры барических полей ВА/ЗР весеннего и осеннего сезонов почти также сильны, как зимой, и довольно близко напоминают друг друга. Близки в области основных центров действия их отклики в циклонической активности и приземных климатических полях. Поэтому мы выбрали одну из них — весеннюю, поскольку для нее наблюдаются интересные особенности отклика в области тихоокеанского штормтрека.

Основной отклик в повторяемости циклонов наблюдается в секторе 60^{o}з.д-90^{o}в.д. Он положителен над океаном (до 10^{o}з.д.) в зоне 40–60^{o}с.ш. и над континентом между 40 и 90^{o}в.д. в зоне 50–70^{o}с.ш., и отрицателен между 10^{o}з.д и 40^{o}в.д в зоне 50-70^{o}с.ш. (рис. 12). Центральная и восточная части атлантического штормтрека в положительной фазе существенно активнее и центральная часть расположена, примерно, на 10^{o} восточнее. Значительный по величине отклик наблюдается также в районе Балтики и на севере Западной Сибири. Наблюдается также положительный отклик в Малой Азии и на севере Аравийского п-ова.

На севере Тихого океана прежде всего отмечается ослабление циклонической активности в положительной фазе ВА/ЗР в центральной части и усиление над Охотским морем; также интенсифицируется максимум в заливе Аляски (рис. 12).

В поле осадков заметного отклика не отмечается. Зато в поле температуры отрицательная корреляция с индексом ВА/ЗР наблюдается над Восточной Европой и частью Западной Сибири.

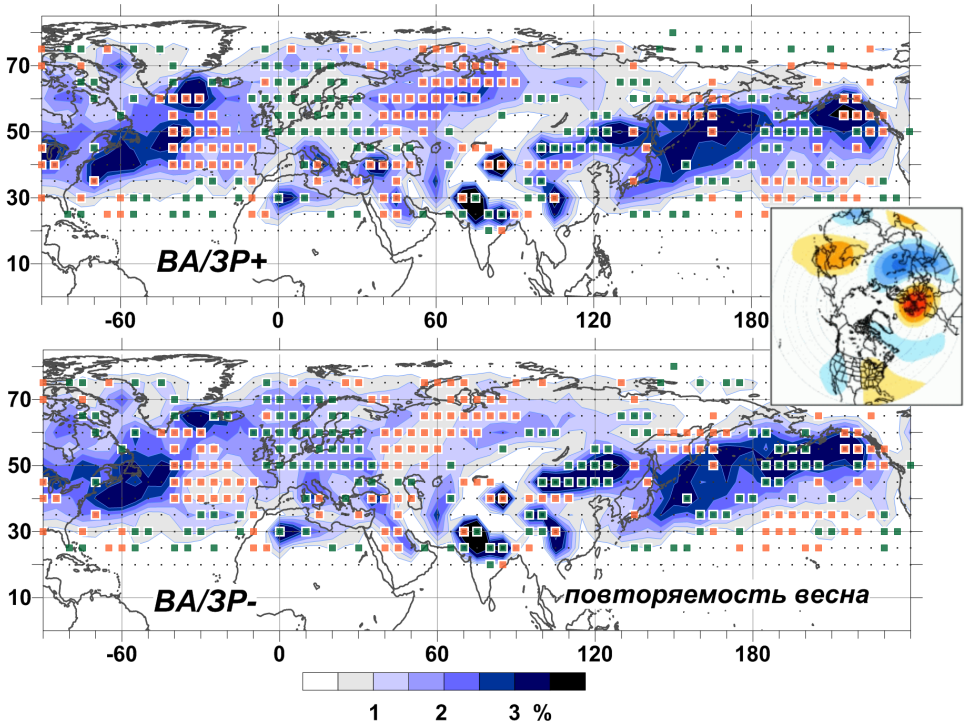


Рисунок 12 — Повторяемость циклонов (%) весной в положительной и отрицательной фазах ВА/ЗР. На врезке — структура поля давления в положительной фазе ВА/ЗР (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawr_map.shtml)

Скадинавская мода

Зима. Стоит отметить, что название «Скандинавская» для этой моды не слишком удачно, поскольку основной центр действия расположен над Кольским п-овом. Для этой моды наблюдаются наиболее крупномасштабные структуры отклика, по крайней мере, над континентом.

Общая структура отклика на изменения фазы СКА близка к таковой для ВА/ЗР, однако, смещена приблизительно на “четверть периода” (около 20 град. долготы) на восток основного триполя. Однако, южная ее часть — положительный отклик на юге — сохраняется, что приводит к усилению отклика над Средиземным морем. Максимум отклика, рост повторяемости в отрицательной фазе СКА, наблюдается над Баренцевым морем и почти всей европейской частью России. С другой стороны, в Западной и Центральной Европе в фазе СКА — циклоны практически не наблюдаются (рис. 13).

В Атлантике преобладает положительный отклик, особенно в начальной и конечной ветвях основного штормтрека: в центральной части повторяемость выше в отрицательной фазе. В Тихом океане основной отклик — смещение центральной части штормтрека на север в Беринговом море в отрицательной фазе.

Корреляция с осадками: отрицательная в Норвежском море и Скандинавии, на севере Европы и Западной Сибири до Оби и положительная от Атлантики вблизи берегов Пиренейского п-ова и далее по всему Средиземноморскому бассейну, — вполне удовлетворительно объясняется особенностями распределения циклонической активности в противоположных фазах СКА

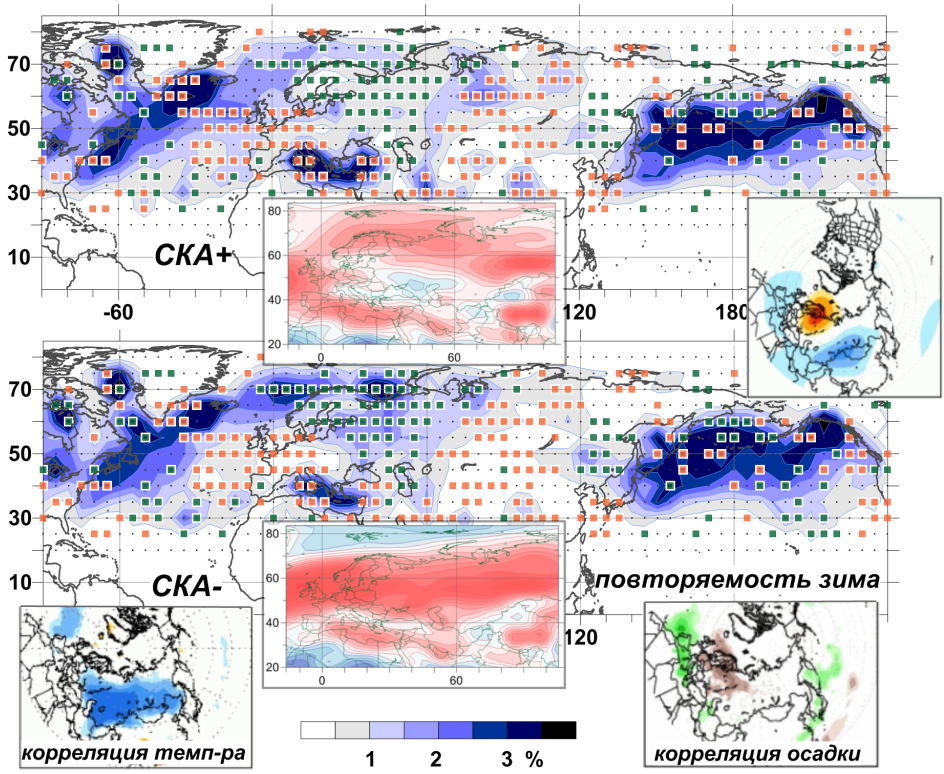


Рисунок 13 — Повторяемость циклонов (%) зимой в положительной и отрицательной фазах СКА. На врезках — структура поля давления в положительной фазе СКА (/teledoc/scand.shtml) и корреляции индекса СКА с температурой воздуха и атмосферными осадками (/teledoc/scand_tmap.shtml и scand_pmap.shtml); зональный ветер на поверхности 850 гПа в положительной и отрицательной фазах СКА (шаг изолиний 1м/с).

Температура зимой отрицательно коррелирует с индексом СКА на большей части Северной Евразии (кроме арктического побережья и дальнего Северо-Востока России), с максимумом между 50° и 90° в.д. В отрицательной фазе СКА полоса максимальных зональных ветров в нижней тропосфере проходит над Атлантикой и далее — над Европой и Азией между 50–60°с.ш. до 120°в.д. Около 50°в.д. она сливается с потоком воздуха с Черного моря, а в районе Каспия имеется южное ответвление. Все это способствует созданию фона относительно теплого воздуха между 45–60°с.ш. Напротив, в положительной фазе в этой зоне между 10° и 70°с.ш. западный перенос блокируется; полоса максимальных ветров расположена около 70°с.ш. в результате наличия мощного гребня с осью около 40°в.д. Структура барического поля в положительной фазе СКА близка к рассмотренной в (Бардин, 2007) Карельской квазистационарной антициклонической циркуляции; соответствующая ей

обширная область отрицательной аномалии температуры также охватывает почти всю Северную Евразию, но максимум расположен севернее, чем максимум корреляции и соответствует области восточных ветров на врезке для СКА+. Таким образом, по-видимому, распределение температурных аномалий фазах СКА+ и СКА- несимметрично и смещение корреляции на юг определяется смещением зональных ветров на юг в отрицательной фазе.

Лето. Летняя структура СКА, как и зимняя, в положительной фазе включает диполь с областью повышенного давления в районе Скандинавии (с менее интенсивным продолжением на юго-запад в Атлантику почти до Ньюфаундленда) и отрицательной в Сибири (смещенной по отношению к зиме на север). Замечательной особенностью летней СКА+ является пояс пониженного давления, охватывающий все полушарие преимущественно около 30°с.ш., но над Европой поднимающийся до 40–55°с.ш. (врезка на рис. 14).

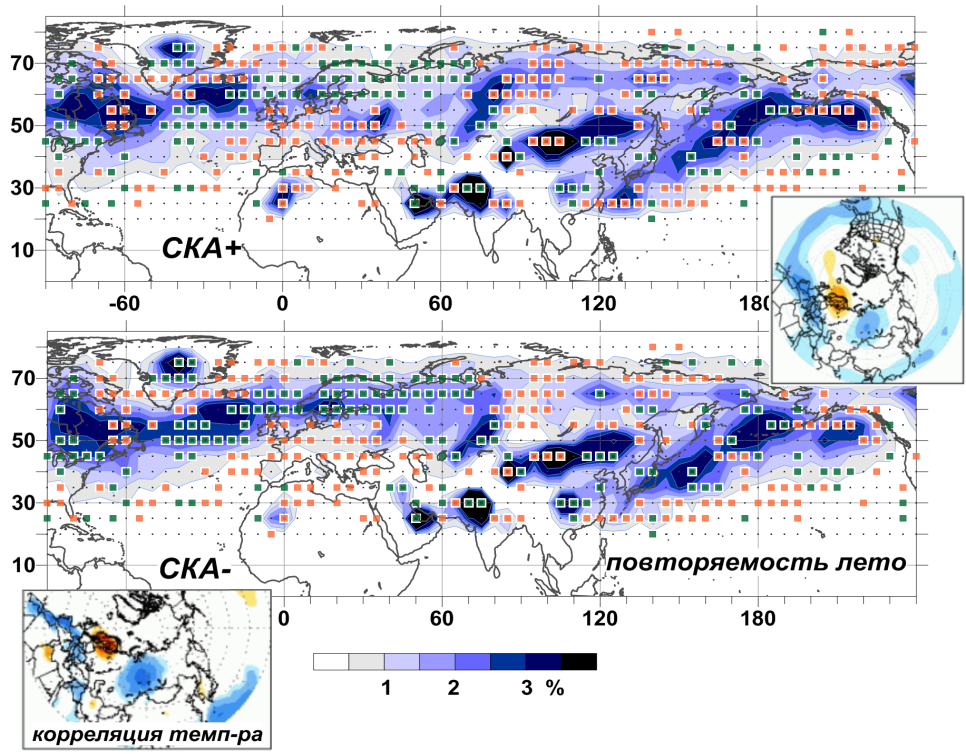


Рисунок 14 — Повторяемость циклонов (%) летом в положительной и отрицательной фазах СКА. На врезках — структура поля давления в положительной фазе СКА (/teledoc/scand.shtml) и корреляции индекса СКА с температурой воздуха (/teledoc/scand_tmap.shtml); зональный ветер на поверхности 850 гПа в положительной и отрицательной фазах СКА (шаг изолиний 1м/с).

В области атлантического штормтрека структура отклика напоминает «опрокинутый» отклик для летнего ВАМ, но в случае ВАМ центр действия на севере Атлантики значительно интенсивнее, так что и различия повторяемости циклонов больше. С другой стороны, для СКА характерен ярко выраженный отклик на севере Европы — положительный в отрицательной фазе, связанный с ЦД в районе Скандинавии (рис. 14). Азиатский полюс диполя в

структуре СКА проявляется в положительной фазе в смещении к северу и интенсификации сибирского летнего штормтрека, который сливается с северным зональным штормтреком в Восточной Сибири (тоже, в свою очередь, усиливающимся в положительной фазе СКА). Южный пояс низкого давления в положительной фазе СКА также проявляется в повышенной повторяемости циклонов над океанами (особенно Тихим) между 30–40^{o}с.ш., а также над Северной Африкой, Средиземным морем и Европой до 55 ^{o}с.ш. (включая усиление восточно-европейского штормтрека). В области тихоокеанского штормтрека заметно увеличение повторяемости циклонов в заливе Аляски.

Структура корреляции индекса с полем температуры соответствует аномалиям температуры в течение эпизодов Карельской квазистационарной антициклонической циркуляции (Бардин, 2007), блокирующей зональный перенос над Скандинавией и ЕЧР.

Обсуждение

Зимой наиболее значительная повторяемость циклонов наблюдается над океанами в области основных штормтреков. Форма их, однако, изменяется в зависимости от фазы наблюдаемой ведущей моды, и может изменяться весьма существенно: так, в отрицательной фазе САК отсутствует ветвь атлантического штормтрека в районе Исландии и весь он от Ньюфаундленда расположен почти зонально (а не как обычно в северо-восточном направлении), так что его восточная часть расположена на 20 градусов южнее и 50 градусов западнее, чем в положительной фазе.

Хотя рассмотренные моды характеризуются структурами барических полей, сосредоточенными в основном в Атлантико-Европейском секторе, отмечается их влияние на циклоническую активность севера Тихого океана как зимой, так и в теплые сезоны. Наиболее заметный отклик обычно наблюдается в районе Алеутской депрессии и может выражаться как в смещении максимума повторяемости по широте, так и в изменении интенсивности. В некоторых случаях ярко выражены изменения в восточной (залив Аляски) и западной (Охотское море) частях штормтрека -— например, весной для моды ВА/ЗР.

Летом значительная повторяемость циклонов наблюдается над континентом. Область высокой повторяемости циклонов на юге Скандинавии является восточной частью атлантического штормтрека и наиболее интенсивна в фазе САК- (и отсутствует в фазе САК+). Над Северной Евразией летом имеются два штормтрека с сильной меридиональной составляющей. Более крупный из них в Западной Сибири начинается между Аралом и оз. Балхаш и заканчивается в районе Обской губы. В зависимости от фазы текущей ведущей моды он может быть более или менее протяжен и интенсивен: наиболее интенсивен в фазе САК+, а протяжен в фазе ВАМ+. Другой из Черноморского региона направлен в центр ЕЧР и наиболее интенсивен в фазах САК- И СКА+. Про этот штормтрек известно, что его интенсивность и положение связаны не только с формами тропосферной циркуляции, но и с фазой квазидвухлетнего колебания стратосферного ветра (Черенкова и др., 2015). Летом же наблюдается протяженный

зонально вдоль 65°с.ш. штормтрек над Средней и Восточной Сибирью, наиболее интенсивный в положительной фазе Скандинавской моды.

Все рассмотренные моды атмосферной циркуляции оказывают значимое влияние на циклоническую активность в обширных областях умеренных широт Северного полушария, в том числе, в Северной Евразии; однако выявленные до сих пор их корреляции с приземными климатическими полями существенно более ограничены географически. В связи с этим несоответствием требуется более тщательный анализ связей, использующий станционные данные климатических переменных, в том числе суточного разрешения для анализа связи с погодными экстремумами. Здесь стоит отметить, что определенные фазы некоторых мод явно ассоциируются с расщеплением зонального потока, что указывает на участие в их формировании явлений, сходных с блокированием, что также должно быть рассмотрено при анализе аномалий и экстремумов климатических переменных, связанных с циркуляционными модами (Бардин, 2007).

Возникающие в определенных фазах атмосферных мод аномалии ТПО, связанные с вариациями циклонической активности, могут вызывать длительные аномалии погодных условий в обширных регионах, включая значительные части континентов, что полезно учитывать для долгосрочных (до сезона) прогнозах погоды.

Характеристика циклонической активности в связи с фазами ведущих мод атмосферной циркуляции, или климатической изменчивости, важна, в частности, в связи с трудностью моделирования циклонической активности — будь то с использованием МОЦАО (которые плохо воспроизводят даже климатические ее особенности), или эмпирических динамико-стохастических моделей (плохие свойства распределений). Крупномасштабные моды моделируются значительно лучше (см. многочисленные работы по статистическому даунскейлингу, напр. von Storch et al., 1993), хотя имеются проблемы со спектром изменчивости (Бардин 2011). “Нелинейная парадигма Палмера” сводит изменения климата к изменению наблюдаемых частот ведущих мод (Corti et al., 1999), что в принципе позволяет прогнозировать связанную с этими модами циклоническую активность. Однако в действительности даже для САК некоторые модели в длительных экспериментах с антропогенным форсингом воспроизводят тренд, а другие нет (Osborn, 2004; Stephenson et al., 2006). Для прогноза на два-три десятилетия можно использовать “сценарии” наличия или отсутствия тренда и динамико-стохастические модели (Бардин 2011). Те же динамико-стохастические модели можно использовать, чтобы «расщепить» антропогенный тренд и естественные изменения климата, связанные с модами атмосферной циркуляции. Наиболее известный пример — «избыточное потепление» на западе Северной Евразии в зимний сезон для периода с 1970-х до середины 1990-х, и затем — относительное «похолодание», связанные в значительной мере с долгопериодными (60–70 лет) изменениями САК (Hurrell, J.W., et al., 2003; Climate Change, 2007; Бардин, 2011). Выше показано, что корреляция циркуляционных мод с осадками вполне убедительно объясняется

вариациями повторяемости циклонов в различных фазах мод. Корреляция с температурой зимой, по-видимому, в большей степени определяется вариациями среднего зонального переноса, но летом и в ряде случаев зимой может быть важен и перенос тепла (в т.ч., скрытого) циклоническими вихрями. Наличие архива траекторий циклонов и их геометрических характеристик вкупе с данными о температуре, влажности и ветре из массивов реанализа позволяет получить прямые оценки вклада переноса тепла и влаги у поверхности циклонами без использования «макротурбулентных» формул типа и т.п., которые больше подходят для сравнительно мелких и частых «подвижных вихрей» (transient eddies) — по существу, волновых движений синоптического масштаба — в тропосфере. Такие оценки позволят уточнить относительные вклады антропогенной составляющей и естественной долгопериодной изменчивости в наблюдаемые и ожидаемые региональные изменения климата.

Здесь возникает один из наиболее важных аспектов, связанных с циклонической активностью: изменения повторяемости и величины погодных экстремумов: волн тепла и холода, сильных дождей и засух, штормовых ветров и т. д. Тщательные региональные диагностические исследования, связывающие статистики экстремумов и характеристик циклонической активности являются базой для более надежных сценарных прогнозов экстремальности климата.

Общие изменения циклонической активности при глобальном потеплении могут происходить вследствие изменения ряда параметров климатической системы, таких, как общая бароклинность, радиус дефомации Россби и др. (Held 1993; Trenberth, 1999; Голицын и др., 2007а, б). В частности, имеются основания предполагать возможность изменения очень важных для оценки гидрометеорологических рисков функций распределения характеристик циклонов: так, Held 1993 указывает на возможность роста повторяемости наиболее крупных циклонов. Однако анализ для территории Восточной Европы (25–60^{o}в.д., 40–75^{o}с.ш) показывает, что рост числа крупных циклонов (глубже 150 гпм) наблюдается с середины 1970-х гг. до второй половины 1990-х, в соответствии с долгопериодными изменениями САК (ОД2, гл. 1.7). Поэтому наряду с общими функциями распределения для полушария полезно рассматривать особенности для регионов, где наблюдается значительный отклик на те или иные моды атмосферной циркуляции.

Список литературы

Бардин М.Ю. (1995): Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1995, № 11, с. 24–37.

Бардин М.Ю. (1996): Определение режимов зимней циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по данным H500 в ключевых регионах. — Метеорология и гидрология, 1996, № 5, с. 29–49.

Бардин М.Ю. (2000): Бардин М.Ю. Основные моды изменчивости повторяемости циклонов зимой в атлантическом секторе. — Метеорология и Гидрология, 2000, № 1, с. 42–52.

Бардин М.Ю., Полонский А.Б. (2005): Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период. — Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, том 41, № 2, с. 3–13.

Бардин М.Ю. (2007): Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России. — Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–18.

Бардин М.Ю. (2011): Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов РФ до 2030 г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата. - Метеорология и гидрология, № 4, с. 5–21.

Блютген И. (1973): География климатов, пер. с нем. А. С. Чаплыгиной; ред. С. П. Хромова, т. 2, Москва, Прогресс, 1973, 400 с.

Голицын Г.С., Мохов И.И., Акперов М.Г., Бардин М.Ю. (2007а): Функции распределения вероятности для циклонов и антициклонов в период 1952–2000 гг.: инструмент для определения изменений глобального климата. Доклады АН, т. 413, № 2, с. 254–256.

Голицын Г.С., Мохов И.И., Акперов М.Г., Бардин М.Ю., Володин Е.М. (2007б): Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения вероятности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата. В кн.: Проблемы анализа риска, т. 4, № 1, с. 27–37.

Лоренц Э.Н. (1970): Природа и теория общей циркуляции атмосферы Л., Гидрометеоиздат, 1970, 259 с.

Монин А.С. (1982): Введение в теорию климата. — Л. Гидрометеоиздат, 1982, 246 с.

Нестеров Е.С. (2013): Североатлантическое колебание: атмосфера и океан.– М.: Триада ЛТД, 144 с.

Обухов А.М., Курганский М.В., Татарская М.С. (1984): Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий. — Метеорология и гидрология, 1984, № 10, с. 5–14.

ОД2 (2014): Второй оценочный доклад Росгидромета Об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Москва, 2014, 1008 с.

Погосян Х.П. (1952): Общая циркуляция атмосферы. Л., 1952.

Хромов С.П., Мамонтова Л.И. (1974): Метеорологический словарь. Л., Гидрометеоиздат, 568 с.

Черенкова Е.А., Бардин М.Ю., Золотокрылин А.Н. (2015): Статистика осадков и засух в противоположные фазы квазидвухлетней циклично-

сти атмосферных процессов и ее связь с урожайностью в европейской части РФ. — Метеорология и гидрология, 2015, № 3, с. 23–35.

Barnston, A. G., and R. E. Livezey (1987): Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. Mon. Wea. Rev., 115, 1083–1126.

Charney J.G., J. Shukla, K.G. Mo (1981): Comparison of a barotropic blocking theory with observations. — J.Atmos.Sci., 1981, vol. 38. No.4, p. 762–779.

Climate Change (2007): The Physical Science Basis. - S. Solomon et al. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007, 996 pp.

Corti S., F. Molteni, T. N. Palmer (1999): Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, Nature, vol. 398, pp. 799–802.

Held I.M., (1993): Large-scale dynamics and global warming. Bull. Amer. Meteor. Soc., 74, pp. 228–241.

Held I.M., (1999): The macroturbulence of the troposphere. Tellus, 51A-B, 59–70.

Hurrell, J.W., (1995): Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. — Science: vol. 269, pp.676–679.

Hurrell J. W., H. van Loon (1997): Decadal variations in climate associated with the North-Atlantic Oscillation. — Clim. Change, vol. 36, pp. 301–326.

Hurrell, J.W., et al. (2003): An overview of the North Atlantic Oscillation.- In: The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophys. Monogr., 134, Amer. Geophys. U., Washington, DC, p. 1–35.

Kalnay, E. et al., (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437–471.

Lau, N.C. (1988): Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. J. Atmos. Sci., 45, 2718–2743.

Molteni, F., S Tibaldi, and T.N. Palmer (1990): Regimes in the wintertime circulation over northern extratropics. I: Observational evidence. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 31–67.

Osborn, T.J. (2004): Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. Climate Dynamics 22, 605–623.

Pelly J.L., and J.B.Hoskins (2003): A new perspective on blocking — J.Atmos.Sci. 60, p. 734–755.

Plaut G., Vautard R. (1994): Spells of low-frequency oscillations and weather

regimes in the Northern Hemisphere — J. Atmos. Sci. 1994, Vol.51, № 2, p. 210–236.

Polonsky A., M. Bardin, E. Voskresenskaya (2012): Variability of extratropical cyclonic activity in the Northern Hemisphere associated with global processes in the ocean-atmosphere system. — In book: Cyclones: Formation, Triggers and Control (Editors: Kazuyoshi Oouchi and Hironori Fudeyasu), Nova Science Publishers, Inc., USA-Canada, Chapter 8, 2012, p. 161-196.

Rex D.F. (1950): Blocking action in the middle troposphere and its effect on regional climate II: The climatology of blocking action — Tellus, 1950, 3, p. 275–301.

Starr, V. P. (1968): Physics of negative viscosity phenomena. New York: McGraw-Hill, 256 p. (русский перевод: Старр В.П. Физика явлений с отрицательной вязкостью, — М., «Мир», 1971).

D. B. Stephenson, V. Pavan, M. Collins, M. M. Junge, R. Quadrelli, Participating CMIP2 Modelling Groups, (2006): North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment — Climate Dynamics 27: 401–420.

Trenberth and Hurrell (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. Climate Dynamics 9: 303–319.

Trenberth, K. E. (1999): Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change. — Climatic Change, 42(1), p. 327–339.

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere Winter. Mon. Wea. Rev., 109, 784–812.

von Storch H., E. Zorita, U. Cubasch (1993): Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime. — J. Climate 6 (6), 1161–1171.

УДК 521.524.3

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

Г.В. Груза[1)], Э.Я. Ранькова[1)], Э.В. Рочева[1)], В.Д. Смирнов[1)]

[1)] Институт глобального климата и экологии,
РФ, 107258, г. Москва, ул. Глебовская, д. 20б, ggruza@yandex.ru

Резюме. Рассматриваются характеристики температурного режима у поверхности земли, их сезонный ход и пространственные обобщения для континентов, океанов и основных широтных зон Земного шара. Временные ряды выбранных характеристик исследуются по данным инструментальных наблюдений месячного разрешения из базы данных ИГКЭ (температура приземного воздуха на глобальной сети станций) и данных, публикуемых климатическими центрами Великобритании (аномалии приповерхностной температуры на глобальной сети 5-градусных боксов, с 1850 года по май 2015 г. включительно). Оценки тенденций приводятся для разных временных (месяц-сезон-год) и пространственных (глобальный, региональный, локальный) масштабов, и за разные периоды времени. Полученные оценки указывают на продолжающееся глобальное потепление приземного климата с существенной пространственной (от региона к региону) и временной (от сезона к сезону) неоднородностью.

Ключевые слова. Климат, изменение климата, приземная температура, глобальное потепление, линейный тренд.

CURRENT GLOBAL WARMING: GEOGRAPHICAL AND SEASONAL FEATURES

G.V. Gruza[1)], E.Ya. Rankova[1)], E.V. Rocheva[1)], V.D. Smirnov[1)]

[1)]Institute of Global Climate and Ecology,
107258, Moscow, Glebovskaya 20B, ggruza@yandex.ru

Summary. Characteristics of surface temperature, their seasonal course and spatial patterns for continents, oceans and basic latitudinal belts of the Globe are considered. Time series of selected variables are investigated using monthly observational data from the IGCE database (surface air temperature at the global observing network) and the dataset published by climatic centers of Great Britain (gridded anomalies of surface air temperature for 5ºx5º boxes for January, 1850 - May, 2015, inclusive). Estimation of tendencies are accomplished for different time scales (month, season, year) and spatial scales (global, regional, local), and for different time intervals. The obtained estimates showed continuing global warming of the surface climate with considerable spatial (by regions) and temporal (by seasons) inhomogeneity.

Keywords. Climate, climate change, surface temperature, global warming, linear trend.

Введение

Основная цель статьи — представить обновленные оценки климатических изменений температуры у поверхности Земного шара, наблюдаемых в последние 40–50 лет на фоне глобального потепления.

Наиболее авторитетные и взвешенные суждения о текущем состоянии климата, тенденциях его изменений и их причинах представлены в Оценочных докладах ВМО, регулярно (примерно, каждые 5–7 лет) выпускаемых Межправительственной группой экспертов по изменению климата — последний, пятый доклад AR5 (IPCC, 2013) обобщает все апробированные научные результаты, опубликованные мировым научным сообществом до 2012 года. Национальные метеослужбы и ведущие мировые метеорологические центры издают многочисленные обзоры и бюллетени мониторинга климата, содержащие обширную фактографическую информацию о текущем состоянии всех составляющих климатической системы Земли, а ВМО обобщает их в ежегодных сообщениях о текущем состоянии климата (Blunden, Arndt, 2014; Bell, 2015; JMA, 2014; Met Office, 2015; WMO, 2015).

Информация о современных изменениях климата на территории РФ наиболее полно представлена в оценочных докладах Росгидромета (ОД1, 2008; ОД2, 2014) и в ежегодных докладах о состоянии климата на территории России в истекшем году (Росгидромет, 2015).

Следует отметить также неослабевающий поток научных публикаций по данной проблеме, отражающий широкий спектр существующих альтернативных оценок и мнений, в том числе, о «паузе» в глобальном потеплении и его «ослаблении» в последние 15–20 лет. Их обзор в рамках данной статьи не входил в задачу авторов, как и дискуссия относительно наблюдаемой в данный момент фазы потепления (пауза? замедление? ослабление?). Основная задача публикуемой статьи — обновление и расширение имеющихся оценок наблюдаемых климатических изменений с привлечением данных самых последних наблюдений (по май 2015 года) и с детализацией по сезонам и по территории. Здесь отметим лишь статьи (Переведенцев, Шанталинский, 2008; Шерстюков, 2008; Груза, Ранькова, 2012; Karl et al, 2015; и др.), в которых обсуждаются вопросы, близкие к рассматриваемым ниже.

Данные

Все приведенные в статье оценки базируются на данных стандартных метеорологических наблюдений о средней месячной температуре у поверхности земли. Использованы данные наблюдений за температурой приземного воздуха на глобальной сети станций (массив T3288[1], данные из базы данных ИГКЭ, рис. 1) и данные об аномалиях приповерхностной температуры на глобальной сети 5-градусных боксов (массив HadCRUT4.3.0.0, данные Hadley/CRU[2]). Последние представляют собой объединенные данные аномалий тем-

[1] Основу массива составили накопленные в ИГКЭ ряды наблюдений (данные телеграмм КЛИМАТ) для 1383 станций Земного шара (базовый массив мониторинга климата, ведущегося в ИГКЭ с 1989 г.). Массив был расширен за счет данных ВНИИГМИ-МЦД (с сайта http://www.meteo.ru) и данных Университета Восточной Англии и Метеослужбы Великобритании (с сайта http://www.metoffice.gov.uk/hadobs). Всего в массив включены данные 3288 станций, имеющих не менее 25 полных лет наблюдений в течение 1976–2010 гг.; из них на территории России и стран СНГ расположены 703 станции.

[2] Данные Метеослужбы Великобритании (MetOffice, Hadley-центр) и Университета Восточной Англии (CRU, UEA) с сайта http://www.cru.uea.ac.uk/.

пературы приземного воздуха над сушей (на высоте 2 м, аналогично T3288) и аномалий температуры воды в поверхностном слое морей и океанов (8–10 м). Массив создан в Hadley-центре (Met Office, UK) объединением и согласованием полей CRUTEM4.3.0.0 (над сушей, данные UEA/CRU) и HadSST3.1.1.0 (над океанами, данные Hadley). Понятно, что на территории континентов оценки аномалий по используемым двум источникам, HadCRUT и T3288, должны быть близки. При этом, на наш взгляд, станционные данные T3288 более точно описывают ситуацию над континентами (особенно локализацию областей экстремумов), а объединенные поля HadCRUT дают более полную и цельную глобальную картину. Ниже данные обоих источников будут упоминаться как характеристики *«приземной температуры»*.

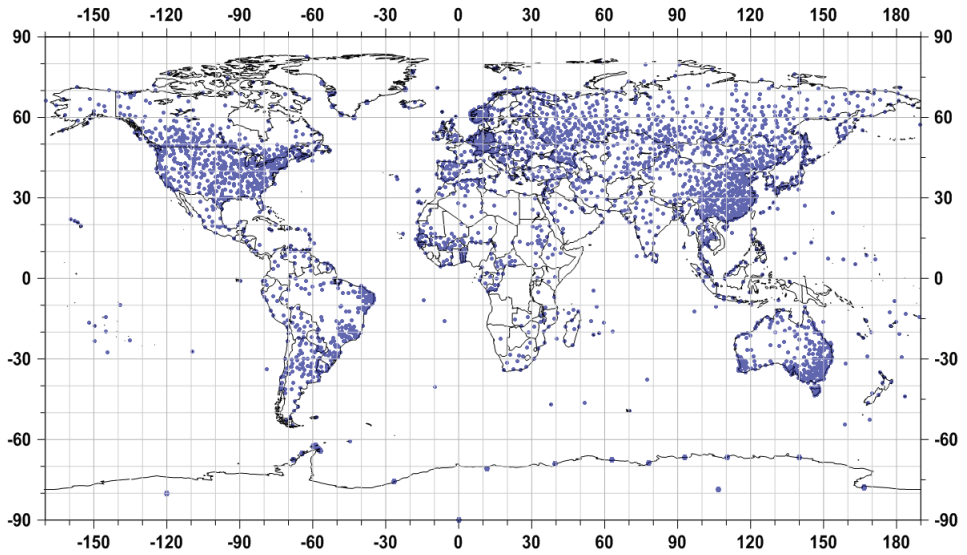


Рисунок 1 — Сеть станций в массиве T3288 ИГКЭ

Осреднение, как во времени, так и в пространстве, выполнялось *по данным об аномалиях.* При временном осреднении (за сезон, год) разрешался пропуск не более одного наблюдения. Пространственное осреднение (по территории регионов) выполнялось в два этапа: сначала территория региона покрывалась регулярной сеткой 2.5 x 5.0 гр. и выполнялось осреднение станционных аномалий внутри каждого бокса, затем — осреднение по площади региона (осреднение ячеечных средних с весами, пропорциональными площади соответствующего бокса внутри региона). Зимний сезон всегда включает декабрь предыдущего года.

Для анализа географических особенностей рассматриваемых характеристик приводятся их пространственные распределения. При этом, глобальные поля по данным HadCRUT4 (суша+море) представлены в проекции Мольвейде (псевдоцилиндрическая проекция), а поля по данным T3288 (только суша) — в географической проекции (равнопромежуточная цилиндрическая проекция) (Берлянт, 2002). Последняя, на наш взгляд, более удобна для анализа полей в высоких широтах обоих полушарий.

Временные ряды пространственно осредненных (региональных) характеристик приводятся за весь доступный период наблюдений и дополняются линейным трендом за период с 1976 г., характеризующим тенденцию (среднюю скорость) современных изменений температуры в данном регионе (1976 г. условно принят за начало современного глобального потепления). В ряде случаев приводятся оценки тренда и за другие периоды (но не ранее 1911 г., т.к. до этого срока данные над океанами в массиве HadCRUT4 представляются менее надежными). Во всех случаях тренд рассчитан методом наименьших квадратов и выражен в градусах за десятилетие (°С/10 лет).

Результаты

Прежде всего, следует отметить близость временных рядов глобальной и полушарных температур приземного воздуха (рис. 2), рассчитанных по данным и методике ИГКЭ (Т3288), и общепризнанных одноименных оригинальных рядов Hadley/CRU (CRUTEM4.3.0.0).

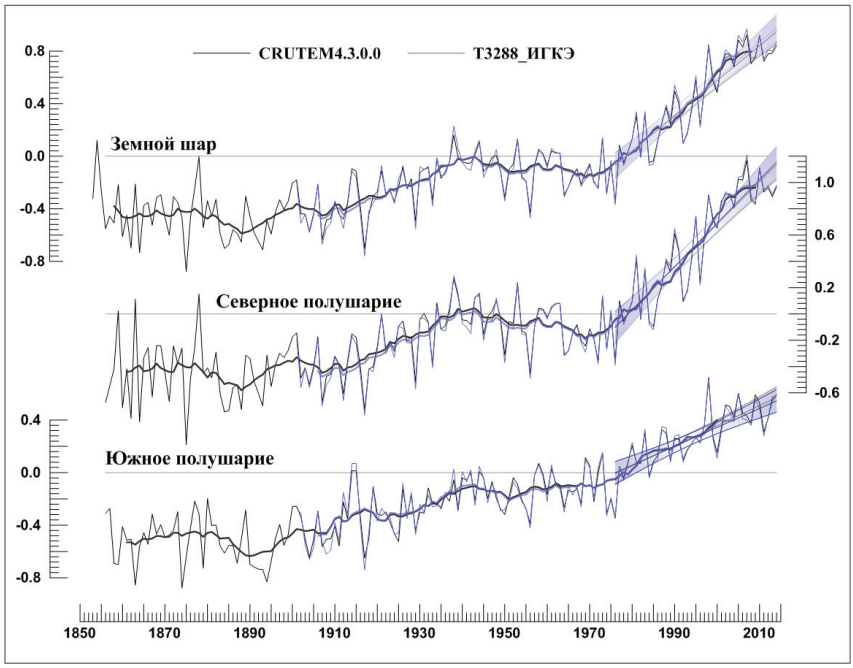


Рисунок 2 — Временные ряды аномалий температуры приземного воздуха (1850–2014 гг.), пространственно осредненных по Земному шару, Северному и Южному полушариям.
Использованы данные Hadley/CRU (временные ряды CRUTEM4.3.0.0: Gl, Nh, Sh с сайта http://www.cru.uea.ac.uk/temperature, от 07.07.2015) и данные ИГКЭ (расчет по данным Т3288). Показаны линейные тренды за 1976-2014 гг. и их 95%-е доверительные интервалы

Количественные оценки близости этих рядов (табл. 1) подтверждают их достаточно тесное соответствие, в определенной мере свидетельствующее о репрезентативности данных массива Т3288 (включая методику их обработки) и реалистичности базирующихся на этом массиве оценок (по крайней мере, для крупных регионов).

Таблица 1 **– Оценки близости/различий одноименных временных рядов пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха над сушей Земного шара, Северного и Южного полушарий, рассчитанных по данным станционных наблюдений в Hadley/CRU (CRUTEM4) и ИГКЭ (Т3288)**

Статистика	Земной шар	Северное полушарие	Южное полушарие
Корреляция рядов	0,998	0,999	0,994
Минимум различий, °С	-0,066	-0,037	-0,086
Максимум различий, °С	0,074	0,073	0,108
Среднее различие, °С	0,003	0,012	0,003
Стандартное отклонение, °С	0,023	0,020	0,028
Среднее абсолютное различие, °С	0,023	0,021	0,028

Примечание. Оценки получены по данным за период 1901-2014 гг. Использованы временные ряды, изображенные на рис.2.

На рис. 3 временные ряды приземной температуры над сушей сравниваются с одноименными рядами для объединенной приповерхностной температуры над сушей и океанами. Интенсивность потепления над континентами (черные кривые) существенно выше интегрального (синие кривые), и, следовательно, вклад континентов в глобальное потепление выше, чем вклад океанов. Для большей убедительности в качестве обоих сравниваемых рядов использованы оригинальные ряды Hadley/CRU (HadCRUT4 и CRUTEM4), чтобы исключить влияние возможных различий в методике обработки.

В соответствии с глобальными оценками для приповерхностной температуры (суша+море, HadCRUT4), как для Земного шара в целом, так и для Северного полушария, 2014 год оказался самым теплым за всю историю наблюдений с 1850 г.: аномалия (отн. нормы за 1961–1990 гг.) 0,564^{o}C и 0,750^{o}C, соответственно. За ним следуют 2010 г. (0,555 и 0,733^{o}C) и 2005 г. (0,54 и 0,727^{o}C) — см. синие кривые на рис. 3. Отметим, что по температуре *приземного воздуха над сушей* Земного шара (данные CRUTEM4 и Т3288) самыми теплыми были 2007, 2010 и 2005 гг., а 2014 г. оказался лишь на пятом месте (черные кривые на рис. 2–3 и синие кривые на рис. 2). Более детально особенности температурного режима 2014 г. рассматриваются ниже.

2014 год – самый теплый на Земле в истории наблюдений. Температурный рекорд 2014 г. отмечен в годовых обзорах и информационных бюллетенях всех ведущих мировых метеорологических центров, в том числе (WMO, 2015; Jones, 2015; BAMS, 2015; NOAA/NCEI, 2015; NASA/GISS, 2015; JMA, 2015). Вывод основан на анализе четырех независимых наборов данных, поддерживаемых научными коллективами США (NASA/GISS, NOAA), Великобритании (HadCRUT4) и Японии (Temp JMA). В июле 2015 г. опубликована статья (Karl et al., 2015), в которой приводятся результаты нового улучшенного глобального анализа приповерхностной температуры (включены дополнительные станционные наблюдения и новая версия данных о температуре

поверхности океанов). Согласно этим результатам, меняется соотношение трендов в 20-м и 21-м столетиях и ставится под сомнение реальность ранее обнаруженной «паузы» в ходе глобального потепления. Однако и эти данные подтверждают температурный рекорд 2014 г. для глобальной приповерхностной температуры Земного шара (суша + океаны).

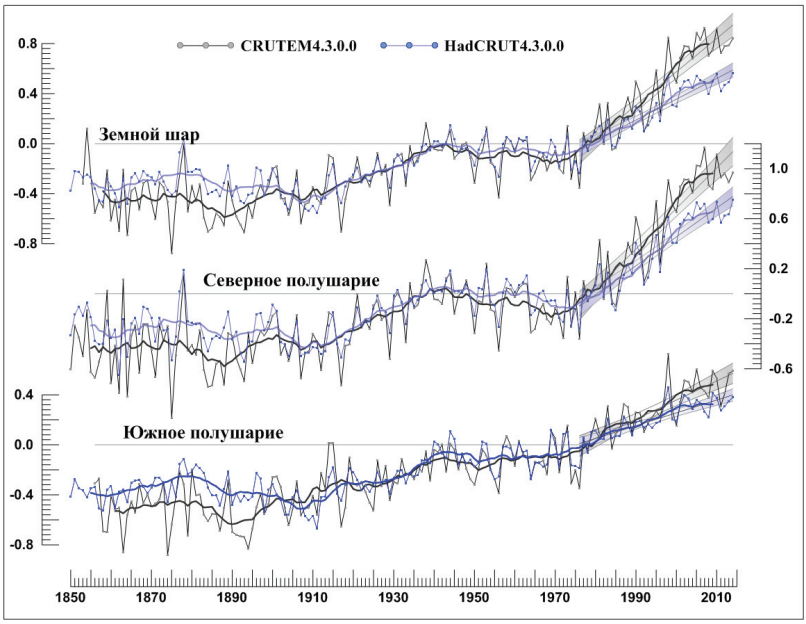


Рисунок 3 — См. рисунок 2, но для сравнения хода приземной температуры только над сушей (CRUTEM4, черные кривые) и суммарной, над сушей и океанами (HadCRUT4, синие кривые). Использованы временные ряды Gl, Nh, Sh с сайта http://www.cru.uea.ac.uk/temperature от 07.07.2015).

В табл. 2 приводятся данные о 10 самых теплых годах по рассмотренным выше временным рядам для Земного шара и каждого полушария, а в табл. 3 — пространственно осредненные значения аномалий температуры в 2014 г. в регионах Земного шара.

***Таблица 2* — Десять самых теплых лет с максимальными значениями пространственно осредненных среднегодовых аномалий приземной температуры для Земного шара (ЗШ), Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий по данным разных источников**

№	*HadCRUT4*			*CRUTEM4*			*T3288*		
	ЗШ	**СП**	**ЮП**	**ЗШ**	**СП**	**ЮП**	**ЗШ**	**СП**	**ЮП**
1	**2014**	**2014**	1998	2007	2007	1998	2007	2007	1998
2	2010	2010	2009	2010	2010	2005	2010	2010	2005
3	2005	2005	2002	2005	2005	2009	2005	2006	**2014**
4	1998	2007	**2014**	1998	2006	**2014**	2006	2005	2009
5	2003	2006	2010	**2014**	**2014**	2013	**2014**	**2014**	2013
6	2006	2003	2003	2006	2012	2010	1998	2012	2002

7	2009	2013	2005	2013	2011	2002	2012	2011	2010
8	2002	2012	2013	2002	2003	2003	2002	2002	2003
9	2007	1998	2006	2012	2002	1855	2013	2013	2012
10	2013	2004	1997	2003	1998	2006	2003	1998	2006

***Таблица 3* — Пространственно осредненные значения аномалии приземной температуры в 2014 г. (в среднем за год и по сезонам) для территории Земного шара, полушарий, континентов, Северной Атлантики и северной части Тихого океана**

Регион	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	vT_{2014}	F%	vT_{2014}	F%	vT_{2014}	F%	vT_{2014}	F%	vT_{2014}	F%
HadCRUT4 (суша+море)										
Земной шар*	***0,56***	***100***	0,44	92	0,60	99	0,61	99	***0,57***	***99***
Северное полушарие*	***0,75****	***100***	0,57	92	0,79	99	***0,84****	***100***	0,73	97
Южное полушарие*	0,38	97	0,31	90	0,42	97	0,38	97	0,40	98
Атлантика (15-70°с.ш.)	0,58	92	0,47	89	0,35	82	0,68	91	0,82	97
Тихий океан (20-65°с.ш.)	***0,70****	***100***	***0,61****	***100***	0,48	99	***0,94***	***100***	***0,85****	***100***
CRUTEM4 (суша)										
Земной шар*	0,84	96	0,71	91	0,94	98	0,80	95	0,82	91
Северное полушарие*	0,97	96	0,84	91	1,20	97	0,90	94	0,80	88
Южное полушарие*	0,59	97	0,45	91	0,44	92	0,61	97	***0,87****	***100***
IGCE-T3288 (суша)										
Земной шар	0,86	97	0,66	88	0,99	98	0,82	95	0,82	91
Северное полушарие	0,98	96	0,76	91	***1,23****	***100***	0,90	94	0,81	88
Южное полушарие	0,60	99	0,43	92	0,43	91	0,62	97	***0,86****	***100***
Северная Америка	0,52	83	-0,33	31	-0,12	51	0,68	89	0,41	65
Евразия	1,11	96	1,11	87	***2,00****	***100***	0,95	90	0,66	83
Южная Америка	0,66	99	0,53	93	0,210	72	0,85	98	***0,98****	***100***
Африка	0,99	96	0,69	87	0,99	92	1,02	97	0,91	92
Австралия	0,92	98	0,400	86	1,13	98	0,31	75	1,51	99
Антарктида	0,34	76	0,050	59	-0,07	47	-0,24	41	***2,49****	***100***

Условные обозначения: *vT_{2014}, °C – наблюденная аномалия в 2014 г. (относительно 1961–1990 гг.). F% – значение функции распределения $F = prob\ (X \leq vT_{2014})$ по данным за 1911–2013 гг. Абсолютные минимумы и максимумы с 1911 г. выделены жирным шрифтом. Дополнительно звездочкой указаны рекордные значения, наблюдавшиеся в 2014 г. впервые. Синим шрифтом выделены отрицательные аномалии. Звездочкой в первом столбце выделены оригинальные временные ряды с сайта Hadley/CRU от 07.07.2015; остальные ряды рассчитаны в ИГКЭ.*

Практически во всех рассматриваемых регионах (кроме Северной Америки и Антарктиды, табл. 3) 2014 год, в целом и в отдельные сезоны, был теплее уровня 1961–1990 гг. В Северной Америке отрицательной была средняя по тер-

ритории аномалия зимнего и весеннего сезонов (-0,33 и -0,12°С, соответственно), а в Антарктиде — весеннего и летнего сезонов (-0,07 и -0,24°С, соответственно). Основной вклад в годовой экстремум (без учета океанов Южного полушария) принадлежит, по-видимому, рекордно теплому в течение всего года Тихому океану (годовая аномалия +0,7°С) и рекордно теплой весне в Евразии (+2,0°С).

Географические особенности температурного режима 2014 года более детально представлены на рис. 4–5. На рис. 4 совмещены два поля среднегодовых аномалий температуры: над всей территорией Земного шара (вверху, по объединенным данным над континентами и океанами HadCRUT4); и только над сушей (внизу, по данным станционных наблюдений Т3288), а на рис. 5 показаны распределения сезонных аномалий над сушей Земного шара (по данным Т3288).

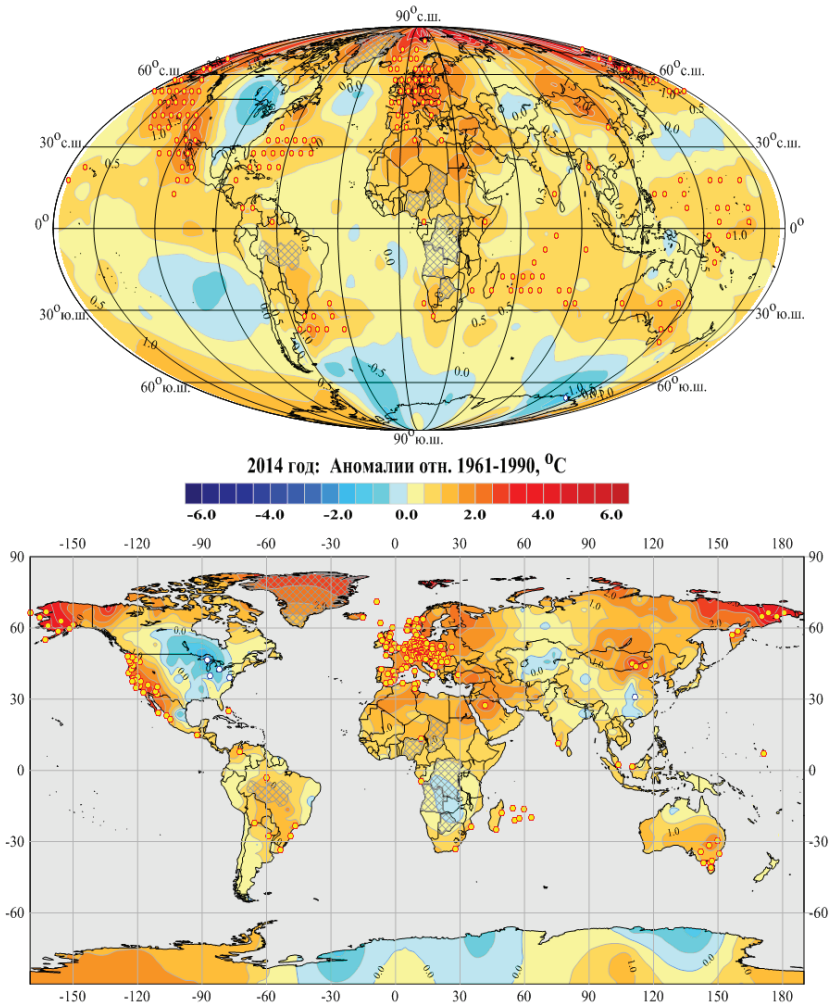


Рисунок 4 — Аномалии средней годовой температуры (°С) у поверхности Земного шара в 2014 г. по данным HadCRUT4 (вверху, суша+море, данные Hadley/CRU от 02.07.2015) и по станционным данным ИГКЭ Т3288 (внизу, только суша).
Базовый период: 1961–1990 гг. Кружками разного цвета указано положение боксов и станций с рекордными значениями аномалий: белым — минимумы, желтым — максимумы

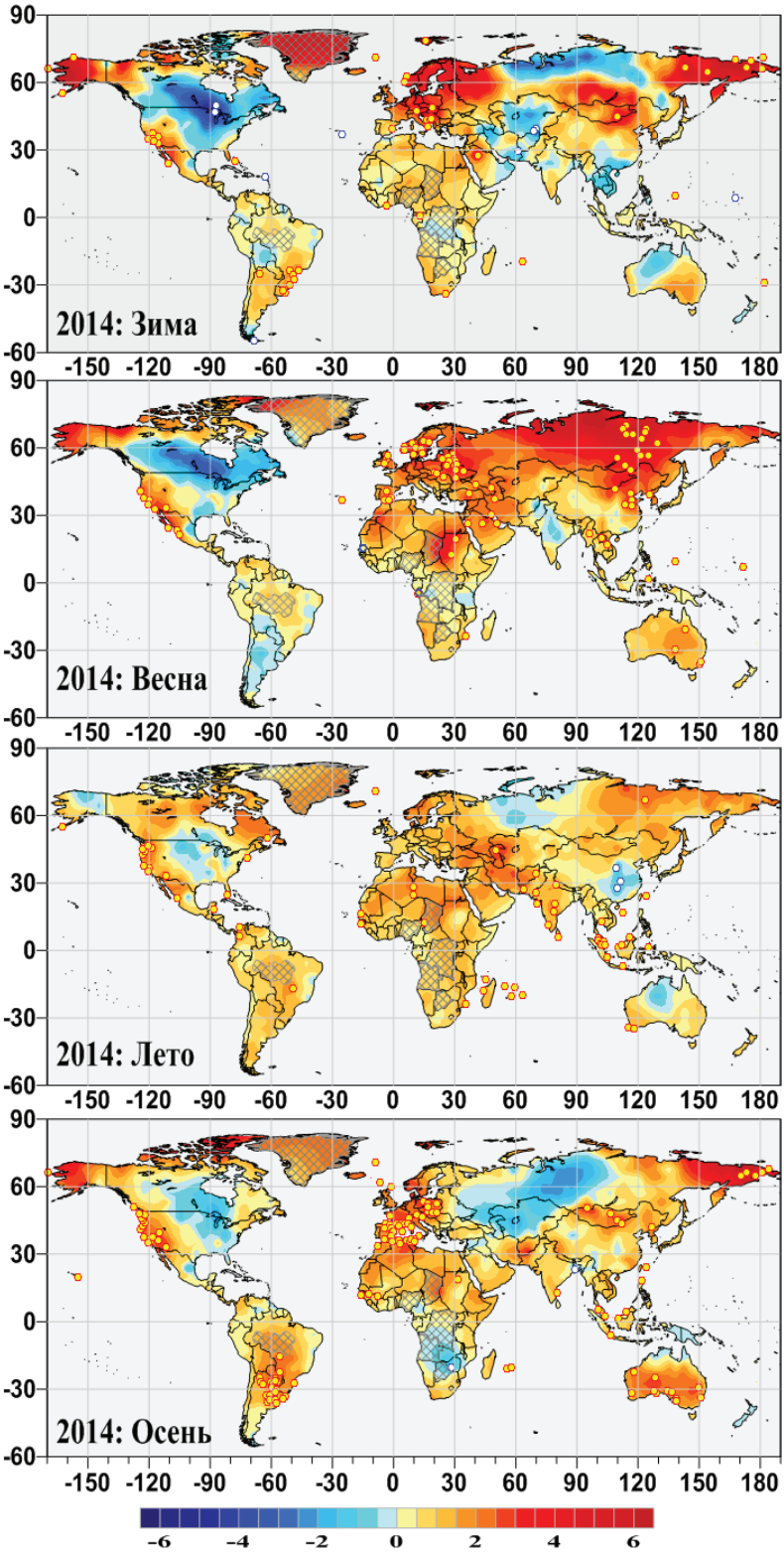


Рисунок 5 — Сезонные аномалии температуры приземного воздуха над сушей Земного шара (°С) в 2014 г. (по данным T3288). Условные обозначения см. рис. 4.

2014 год в целом был теплым на большей части Земного шара (рис. 4), а в Европе, на западе Северной Америки и юге Австралии на обширных территориях температура достигала рекордных значений. Зимой по обе стороны от Атлантики на континентах Северного полушария сформировались противоположные по знаку обширные области аномалий с многочисленными экстремумами на станциях: холодные — в Северной Америке, теплые в Европе. Этот контраст весной усилился, положительные аномалии стали интенсивнее, в Евразии сформировалась вторая область положительных экстремумов (в Сибири). Самым спокойным сезоном было лето. Осенью экстремально теплые области зафиксированы в Западной Европе, Австралии, в Южной Америке и на западном побережье Северной Америки.

Необычно холодно, с рекордно низкими значениями аномалий, было лишь в Северной Америке (особенно зимой и весной в восточных регионах). Обширная область слабых отрицательных аномалий температуры отмечалась зимой и осенью на севере Сибири и в Средней Азии.

Глобальные особенности многолетних изменений температуры у поверхности земли. Двумерные изоплеты на рис. 6 иллюстрируют изменение глобальной и полушарных температур за весь период инструментальных наблюдений, от месяца к месяцу (ось X) и от года к году (ось Y). Для наглядности шкала месяцев дополнена декабрем предшествующего года (месяц 0) и январем следующего года (месяц 13). Температура выражена в отклонениях от средних за 1961–1990 гг.

Четко видно, что вплоть до 1930–1940 гг. глобальная температура оставалась ниже уровня 1961–1990 (отрицательные аномалии), с кратковременными теплыми периодами в Северном полушарии в 1870-х и 1880-х и самым холодным периодом в обоих полушариях в начале 20-го столетия. Примерно, в 1904–1913 гг., в отдельные месяцы средняя аномалия приземной температуры Южного полушария достигала –0,7, –0,8°С. Потепление 1940-х гг. больше выражено в Северном полушарии в летне-осенний период года. Современное потепление также более интенсивно в Северном полушарии, причем, его сезонные особенности, по-видимому, меняются в последние годы (после 2010 г.) потепление зимнего сезона стало менее активным, а весенне-летнего, напротив, усилилось.

Численные оценки трендов глобально осредненных временных рядов (рис. 3) приведены в табл. 4 для двух периодов 1911–2014 и 1976–2014 гг. Эти оценки подтверждают прежний вывод: современное потепление над сушей более значительно, чем интегрально (0,27 против 0,17°С/10лет) и в Северном полушарии более значительно, чем в Южном (0,32 против 0,15°С/10лет). Таким образом, в глобальное потепление с 1976 года (0,17°С/10лет) основной вклад внесло повышение температуры над континентами Северного полушария.

Более полное представление о характере и структуре многолетних изменений температуры дают двумерные изоплеты (рис. 7–8), показывающие изменение среднеширотных и средних меридиональных аномалий одновременно во времени и в пространстве. На каждом рисунке приведен многолетний (с 1911 г.) ход профилей среднегодовых аномалий — широтных и меридиональ-

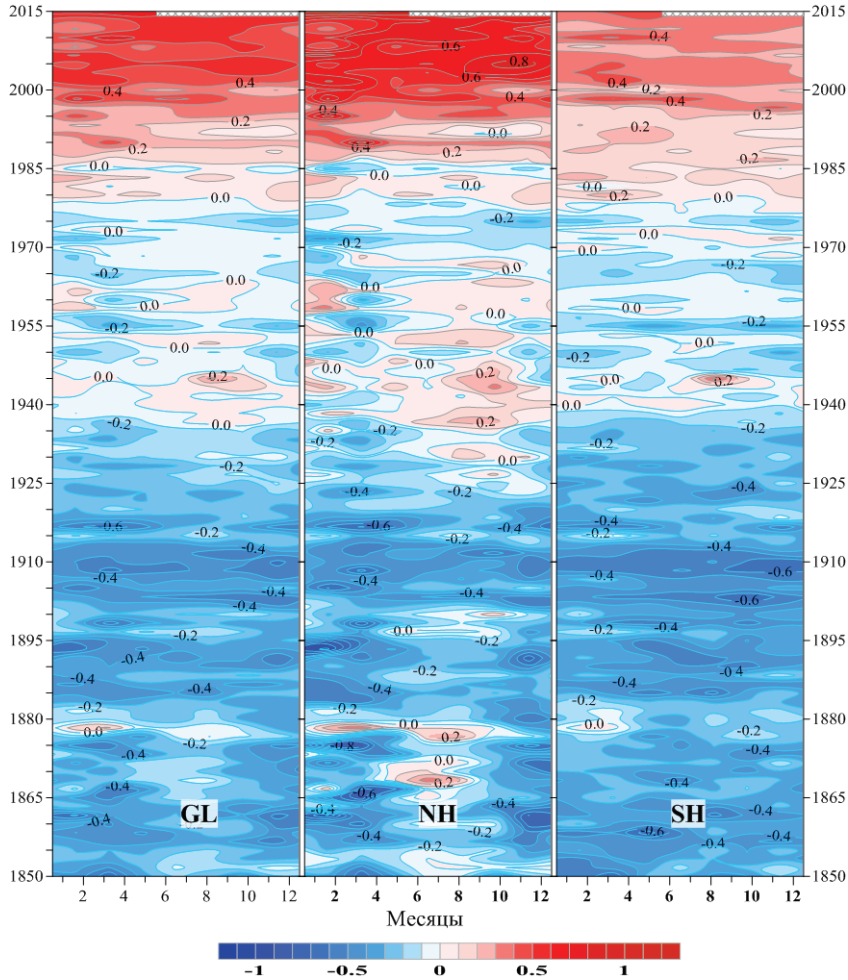


Рисунок 6 — Изменение средней месячной приповерхностной температуры, осредненной по территории Земного шара (слева), Северного (в центре) и Южного (справа) полушарий в течение 1850_I – 2015_V (по данным временных рядов HadCRUT4, Met Office – Gl, NH, SH)

ных, соответственно (с шагом год). Период с января 2010 г. (участок «плато» в ходе глобальной температуры — см., например, рис. 3) показан на втором фрагменте более детально (с шагом месяц). Диапазон широт на рис. 7 ограничен ввиду плохой освещенности полярных поясов данными наблюдений. Меридиональные средние на рис. 8 рассчитаны осреднением аномалий вдоль каждого меридиана в поясе 40–60°с.ш.

Из рис. 7, по-видимому, можно заключить, что современное потепление началось с конца 1970-х, но *глобальным стало (и остается до сих пор) лишь к 1990-ым*. (Это наблюдение согласуется с данными об изменении температуры в Арктике (Росгидромет, 2012–2014; Росгидромет, 2015)). С середины 2010 г. потепление в Южном полушарии стало менее интенсивным, но *в последние годы снова намечается тенденция к некоторому его усилению (особенно в*

***Таблица 4* — Коэффициенты линейного тренда временных рядов глобально осредненной приземной температуры за 1976–2014 и 1911–2014 гг. по данным разных источников, в среднем за год и по сезонам (в °С/10 лет)**

Регион	1976–2014					1911–2014				
	Год	*зима*	*весна*	*лето*	*осень*	*Год*	*зима*	*весна*	*лето*	*осень*
HadCRUT4 (суша+море)										
Земной шар	0,167	0,144	0,171	0,178	0,176	0,076	0,078	0,082	0,074	0,071
Северное полушарие	0,231	0,197	0,232	0,245	0,249	0,082	0,087	0,092	0,077	0,073
Южное полушарие	0,102	0,091	0,110	0,111	0,103	0,070	0,069	0,073	0,071	0,069
CRUTEM4 (суша)										
Земной шар	0,267	0,235	0,269	0,265	0,300	0,104	0,111	0,122	0,090	0,091
Северное полушарие	0,324	0,285	0,347	0,316	0,347	0,114	0,128	0,142	0,093	0,093
Южное полушарие	0,153	0,134	0,113	0,161	0,207	0,083	0,078	0,082	0,085	0,086

Примечание. Все оценки в таблице статистически значимы на 0,1%-м уровне. Оценки приведены для временных рядов, представленных на рис. 3.

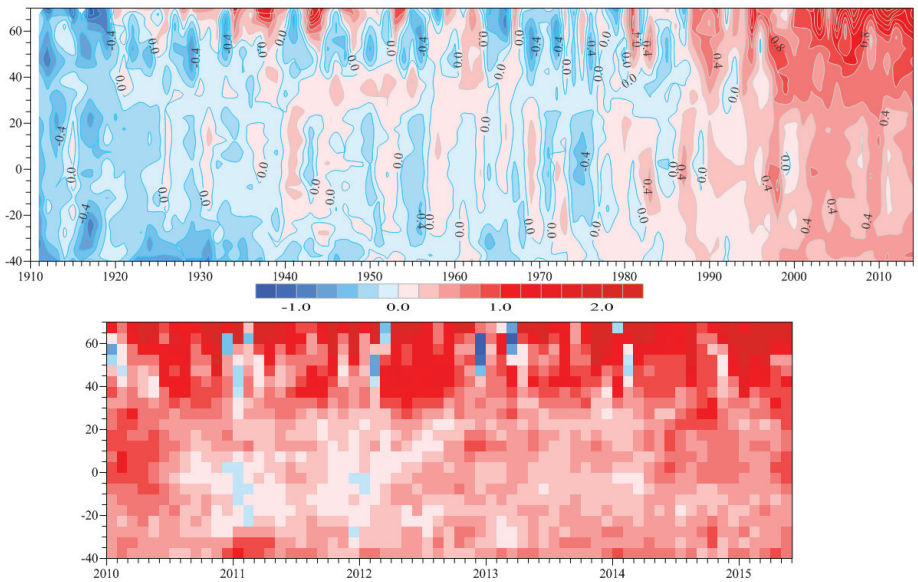


Рисунок 7 — Изменение с широтой (ось Y) и во времени (ось X) среднеширотных аномалий среднегодовой (вверху, 1910–2014 гг.) и среднемесячной (внизу, 2010_I-2015_V) температуры у поверхности земли. Расчет выполнен по объединенным данным массива HadCRUT4 (суша+море, Met Office, UK). Базовый период для расчета аномалий 1961–1990 гг.

зимние сезоны). Во внетропических широтах Северного полушария чередуются эпизоды холодных и теплых зим, снижающие интегральную оценку годовых трендов.

Судя по рис.8, наибольший вклад в долгопериодные изменения температурного режима северных умеренных широт принадлежит континентам.

Представляется, что можно говорить об отсутствии устойчивой тенденции к потеплению в Тихоокеанском секторе (у западного побережья Америки) и о значительном, но не одновременном потеплении континентов. Примерно, с 2010 г. в восточном регионе России скорость потепления уменьшается (за счет экстремально холодных зимних сезонов). *В последние два года, по-видимому, меняется режим в Тихоокеанско-Американском и в Сибирском секторах* (усиливается тенденция к потеплению).

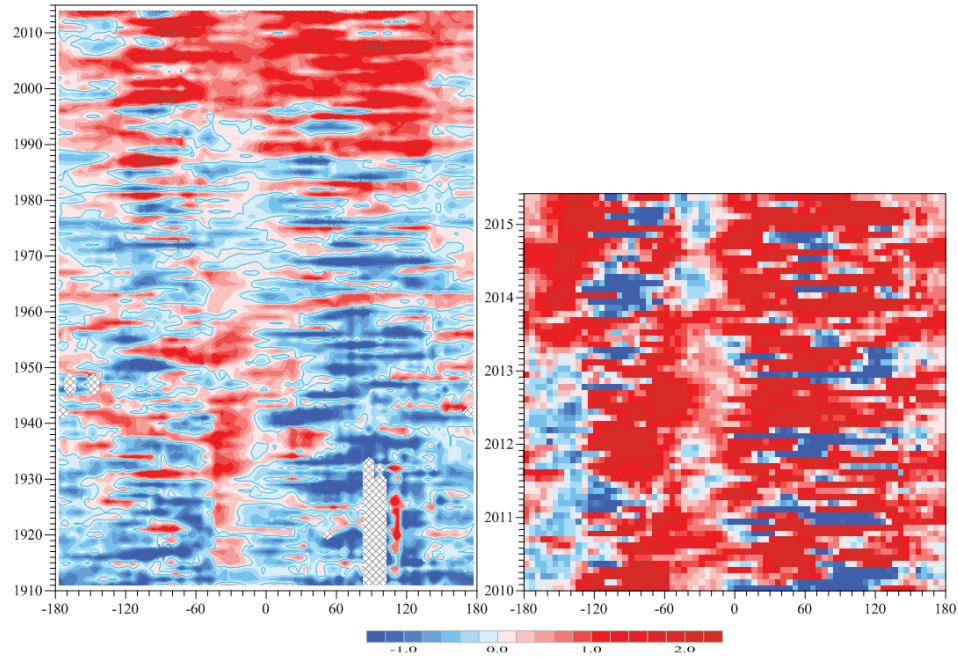


Рисунок 8 — Изменение с долготой (ось X) и во времени (ось Y) аномалий среднегодовой (слева, 1910–2014 гг.) и среднемесячной (справа, 2010–2014 гг.) температуры у поверхности Земли, осредненных вдоль каждого меридиана в широтном поясе 40–60°с.ш.
Расчет выполнен по объединенным данным массива HadCRUT4 (суша+море, Met Office, UK). Заштрихованы области отсутствия данных на соответствующем меридиане (в поясе 40–60°с.ш.)

Изменение приземной температуры в крупных регионах мира (1911–2014 гг.). Рассматриваются временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры для континентов, северных частей Атлантического и Тихого океанов и основных широтных поясов земного шара. К последним относятся: тропический пояс (между северным и южным тропиками), два умеренных пояса (между каждым тропиком и полярным кругом) и два полярных пояса (от полярного круга до полюса). На временных рядах (рис. 9) показаны тренды за 1976–2014 гг. Численные оценки трендов приведены в табл. 5. для года в целом и для каждого из сезонов.

Можно видеть, что наиболее существенный тренд (вклад в дисперсию более 70%) отмечается в арктическом поясе (65–90°с.ш.). В Антарктическом регионе тренд отмечается только для весенних температур («осень Северного полушария»). В остальное время года однонаправленные тенденции в течение 1976–2014 гг. здесь практически отсутствуют.

***Таблица 5* — Оценки линейного тренда пространственно осредненной среднегодовой температуры у поверхности земли (1976–2014 гг.), в среднем за год и по сезонам**

Регион	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	b	*D%*	*b*	*D%*	*b*	*D%*	*b*	*D%*	*b*	*D%*
HadCRUT4 (суша+море)										
Атлантика (15–70°с.ш.)	0,21	77	0,21	75	0,18	70	0,23	61	0,25	73
Тихий океан (20–65°с.ш.)	0,16	65	0,12	65	0,12	54	0,20	53	0,18	60
65–90°с.ш.	0,55	70	0,49	33	0,61	53	0,45	69	0,58	60
25–65°с.ш.	0,28	78	0,21	32	0,28	68	0,31	79	0,31	64
25°ю.ш.–25°с.ш.	0,13	58	0,13	34	0,13	43	0,14	56	0,13	50
65–25°ю.ш.	0,13	79	0,09	49	0,13	69	0,12	68	0,12	77
90–65°ю.ш.	0,10	8	-0,03	1	-0,01	0	0,18	4	0,32	29
IGCE-T3288 (суша)										
Северная Америка	0,26	30	0,38	15	0,10	3	0,26	41	0,30	28
Евразия	0,38	69	0,22	10	0,51	62	0,39	76	0,41	50
Южная Америка	0,54	17	0,16	43	0,11	17	0,16	27	0,24	60
Африка	0,30	68	0,28	37	0,34	61	0,30	65	0,29	54
Австралия	0,16	21	0,088	4	0,087	2,5	0,162	13	0,309	28
Антарктида	0,08	4	-0,01	0	-0,034	0	0,16	3	0,34	25

Примечание. b °C/10 лет — коэффициент линейного тренда; D% — вклад тренда в суммарную дисперсию ряда. Соответствующие временные ряды приведены на рис. 9. Оценки, выделенные синим цветом, статистически незначимы даже на 5%-м уровне. Остальные оценки статистически значимы на 1%-м уровне.

Сезонные особенности трендов в рассматриваемых регионах четко видны из рис. 10, где приведен сезонный ход (от месяца к месяцу) коэффициентов тренда регионально осредненной приземной температуры. Для наглядного отображения зимнего сезона декабрь повторен дважды (под номерами 0 и 12). Пунктирными линиями и пустыми кружками показаны участки статистически незначимых трендов даже на 5%-м уровне. В подавляющем большинстве остальных случаев тренды статистически значимы на 1%-м уровне.

Для глобальной температуры и температуры обоих полушарий, как для суши (температура приземного воздуха), так и интегрально (температура воздуха над сушей и температура поверхности океанов), тренды положительны и статистически значимы на уровне 0,1%, с несколько более высокими значениями для весны и осени.

В рассматриваемых акваториях Северной Атлантики и Тихого океана потепление выражено в течение всего года, но в летне-осенний сезон оно более интенсивно. В общей картине региональных трендов можно отметить следующие основные особенности.

- Тенденция к похолоданию получена только для Антарктического материка и Южной полярной области (65–90°ю.ш.), и только в период декабрь-май.

При этом все отрицательные коэффициенты тренда статистически незначимы даже на 10%-м уровне.

- На континентах Северного полушария тренды положительны, но направленность их сезонного хода с декабря по июнь противоположна: в марте максимум в Евразии и минимум в Северной Америке, в декабре и январе — наоборот, и лишь летом тренд в изменении приземной температуры здесь примерно одинаков. Тенденции изменения зимних температур в этих регионах на рассматриваемом отрезке времени представляются менее определенными (статистическая значимость существенно ниже).

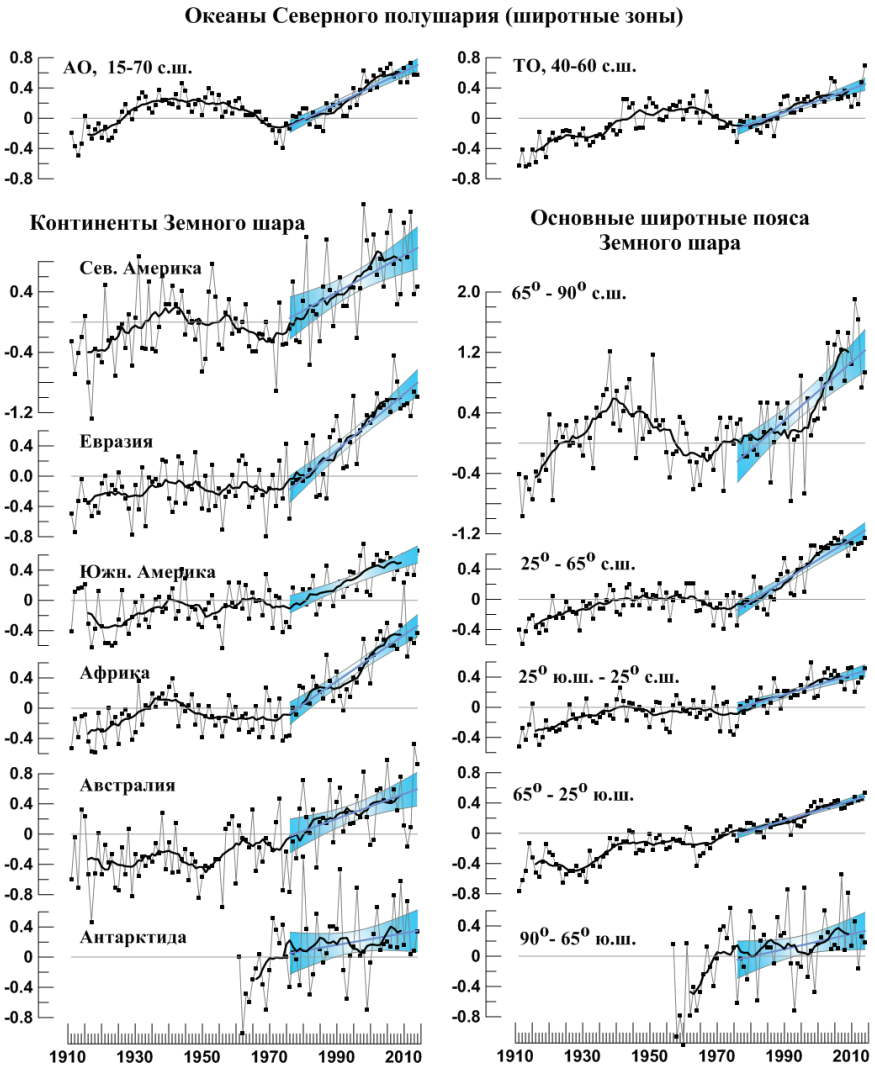


Рисунок 9 — Аномалии среднегодовой температуры, осредненные по территории крупных регионов мира: а) северная часть Атлантического и Тихого океанов (вверху); континентов Земного шара (слева); основных широтных поясов Земного шара (справа).

Расчеты выполнены по станционным данным Т3288 (для континентов) и сеточным данным HadCRUT4 (для океанов и широтных поясов). Базовый период: 1961–1990 гг. Для каждого временного ряда показан линейный тренд за 1976–2014 гг. с 95%-м доверительным интервалом (голубая заливка) и ход 11-летних скользящих средних (черная линия).

Из широтных поясов по интенсивности потепления практически во все сезоны лидирует Арктический пояс (65–90 °с.ш.) при том, что в зимний период года скорость потепления здесь минимальна и при α=5% статистически незначима (по-видимому, за счет континентов северного полушария, см. выше).

Из континентов южного полушария тренды значимы лишь для Африки и указывают на тенденцию к потеплению. В Южной Америке и в Австралии тренд статистически значим лишь в отдельные месяцы.

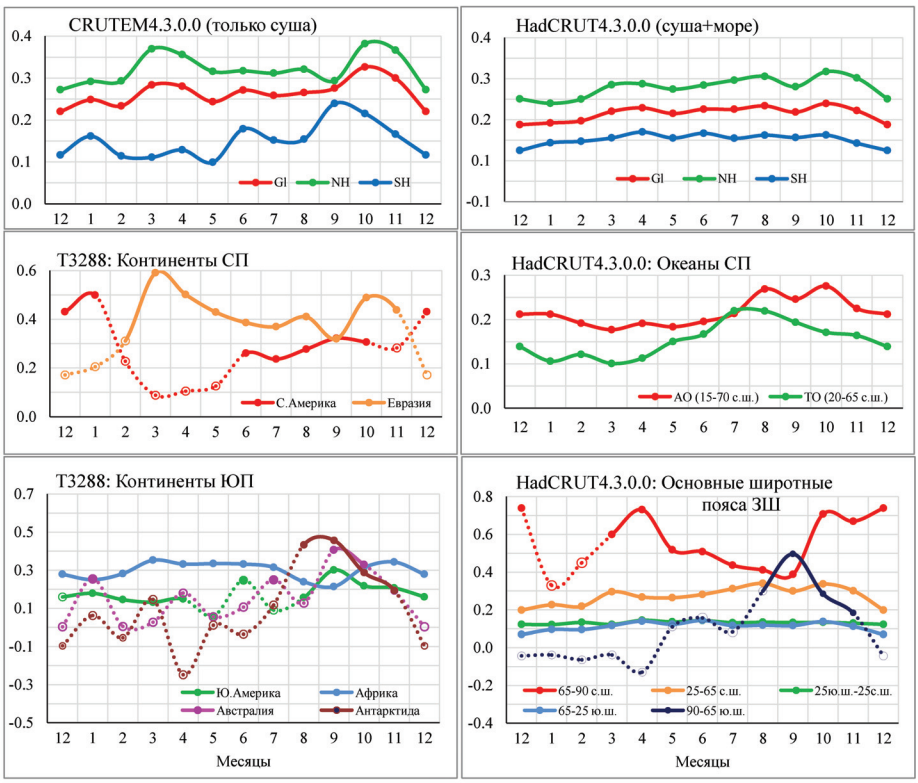


Рисунок 10 — Сезонный ход коэффициентов линейного тренда в изменении среднемесячной температуры крупных регионов мира за период 1976–2014 гг.:слева — для температуры приземного воздуха над сушей (по глобальным рядам CRUTEM4 или по массиву станционных данных ИГКЭ), справа — для объединенной температуры воздуха над сушей и температуры поверхностного слоя воды на акваториях океанов (по массиву сеточных данных HadCRUT4). Залитыми кружками и сплошными кривыми выделены тренды, статистически значимые, по крайней мере, на 5%-м уровне. Большая часть статистически значима на 1%-м уровне.

Географические особенности современных изменений среднегодовой приземной температуры Земного шара приведены на рис. 11. Глобальные распределения оценок локальных трендов на верхнем фрагменте получены по объединенным сеточным данным HadCRUT4 (суша+море), на нижнем фрагменте — по станционным данным T3288 (только суша). Аналогичные распределения сезонных оценок приведены на рис. 12, но только для температуры над сушей (по данным T3288). Желтыми и белыми точками показано местоположение боксов/станций с трендами, статистически значимыми на 5%-м уровне (соответственно, положительными и отрицательными).

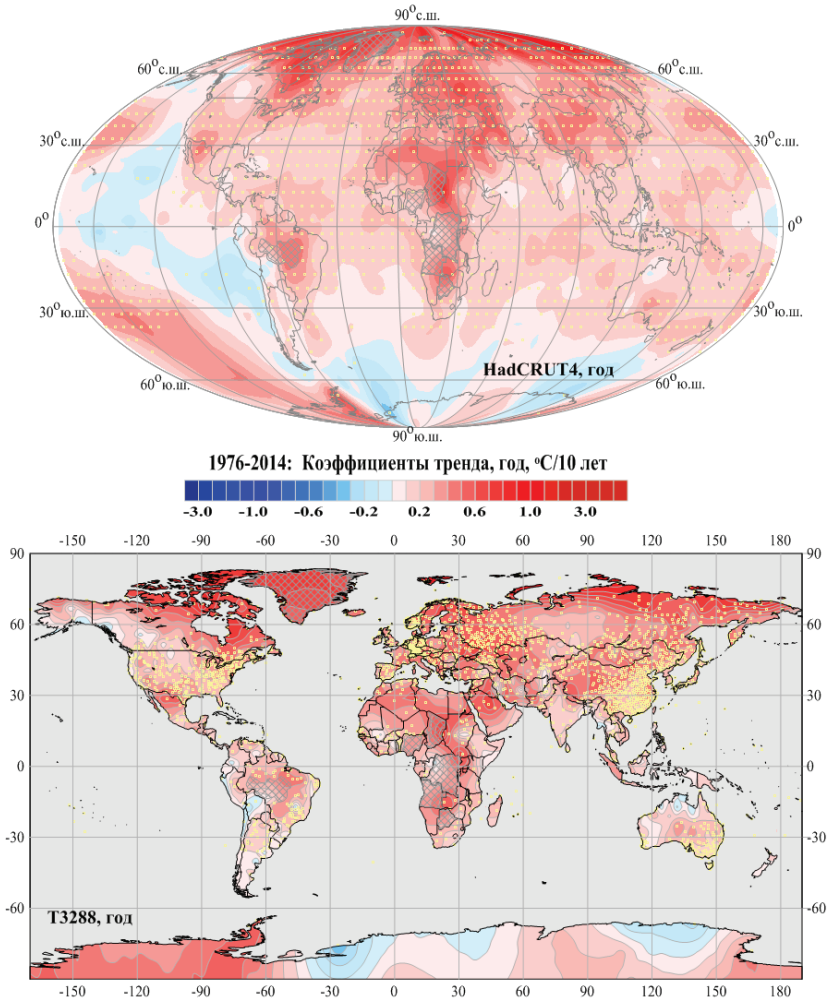


Рисунок 11 — Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой температуры у поверхности земли (°С/10 лет), 1976–2014 гг., рассчитанные по объединенным данным HadCRUT4 (вверху, суша+море) и по станционным данным Т3288 (внизу, только суша). Желтыми точками выделены станции, на которых тренд статистически значим на 5%-м уровне.

В 2014 г., как и в предыдущие годы, повышение среднегодовых температур с 1976 г. выявляется на большей части Земного шара (кроме Тихого океана и морей вблизи Антарктиды), в том числе, практически над всей сушей. Наибольшая скорость роста (рис. 11) отмечается в Китае, Европе, на юге США, на северо-востоке России. От сезона к сезону картина «потепления» над континентами существенно меняется (рис. 12). Выделяется зимний сезон с значительными областями похолодания в России (Сибирь, Чукотка), США (вдоль западного побережья), Австралии (северо-западные территории) и в Средиземноморском регионе (север Африки, Испания). На остальной территории зимой, как и в среднем за год, тренд положителен. Весной выделяется обширная область похолодания в Северной Америке (север США и Канада). При этом, в оба сезона в областях похолодания значения

коэффициентов тренда статистически незначимы даже на 10%-м уровне значимости, а тренды потепления на значительных территориях статистически значимы на 1%-м уровне. Летний и осенний сезоны характеризуются отсутствием областей похолодания и особенно значительными территориями интенсивного потепления (статистически значимого на 5%-м уровне).

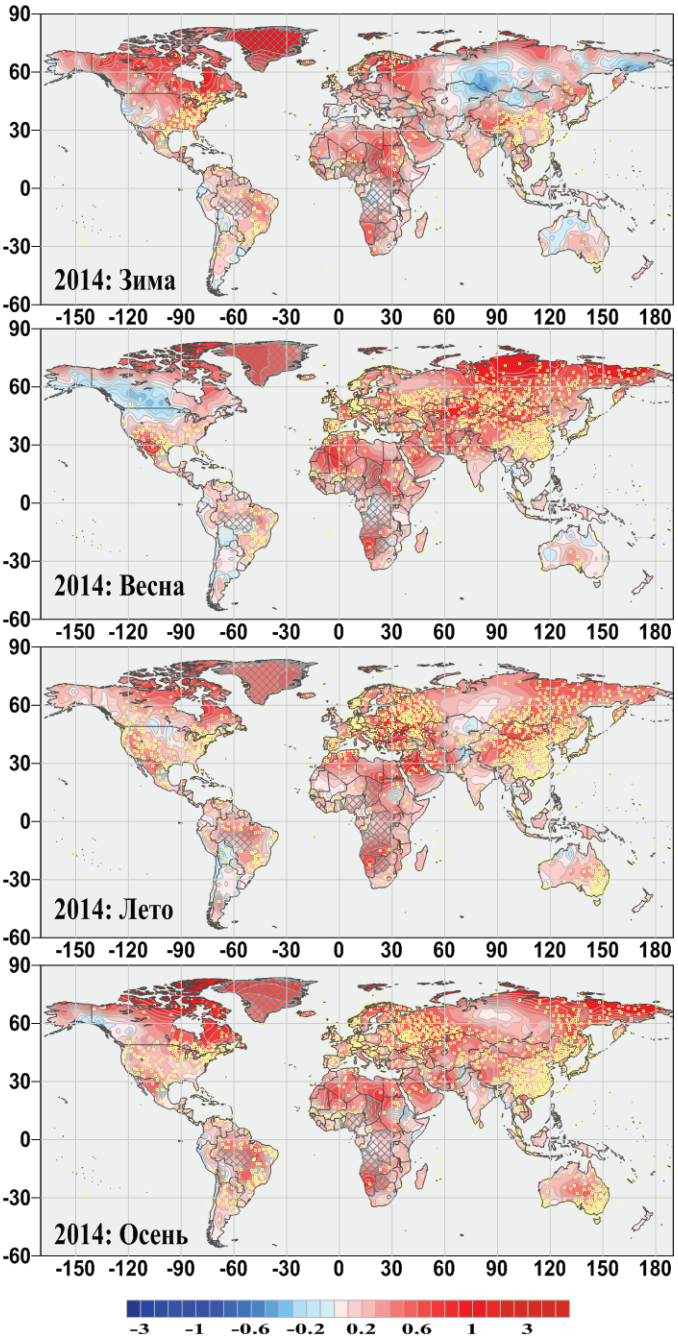


Рисунок 12 — См. рис. 11, но для сезонов и только над сушей земного шара (по данным T3288).

В заключение на рис. 13 приведены глобальные распределения коэффициентов тренда для двух примерно одинаковых отрезков ряда 1976–1995 и 1996–2014 гг., в среднем за год и для зимнего сезона (аналогичное сопоставление в (Росгидромет, 2015) ограничивалось территорией РФ).

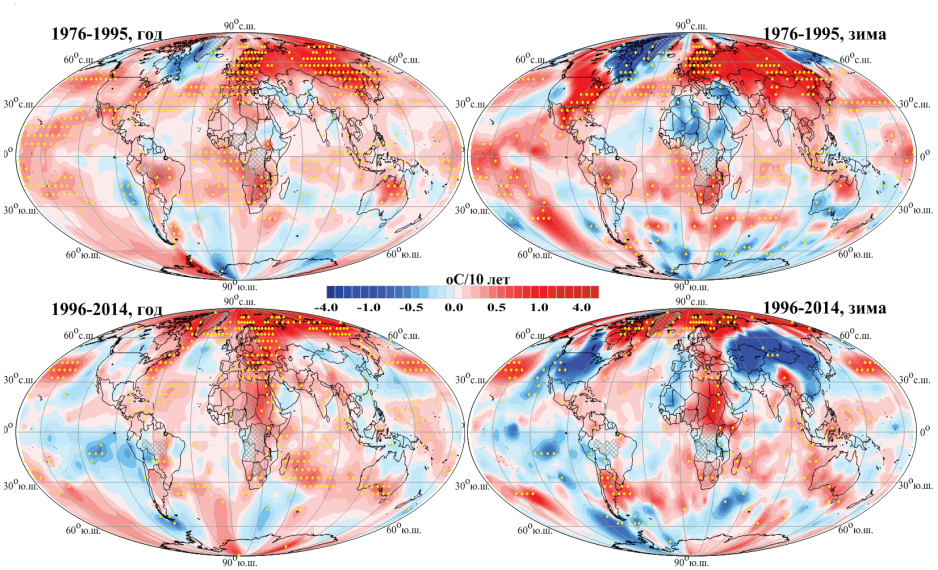


Рисунок 13 — Распределение коэффициентов тренда среднегодовой (слева) и средней за зимний сезон (справа) температуры у поверхности за два периода: 1976–1995 гг. (вверху) и 1996–2014 гг. (внизу).
Оценки получены по объединенным данным HadCRUT4 (суша+море, Met Office, UK).

Изменение трендов (от периода к периоду) заметно на обеих парах карт, но на картах для зимнего сезона оно проявилось особенно ярко. В частности, в Гренландии, на северо-востоке Канады и в центральных районах Африки похолодание зимних сезонов в первом периоде сменилось во втором 20-летии потеплением, а потепление сменилось похолоданием на значительных территориях в азиатской части Евразии (отмечено в (Росгидромет, 2015)), на западе Канады, на востоке США и в некоторых районах Тихого океана. В результате, практически вся территория Арктического пояса во втором 20-летии оказалась в области интенсивного потепления, а в умеренных широтах Северной Америки и Евразии сформировались две обширные области интенсивного похолодания. В Южном полушарии изменилась направленность трендов в Антарктическом поясе и в Тихом океане. В изменении среднегодовых температур отмечаются те же тенденции, но значительно меньшей интенсивности.

При анализе других сезонов подобных резких изменений не обнаружено. В ряде регионов у поверхности земли отмечается продолжающееся потепление весенних и осенних сезонов и значительно расширилась область похолодания в Тихом океане.

Вывод о продолжающемся потеплении весенних сезонов согласуется с небывало теплой весной 2015 года в Евразийском секторе умеренных широт и в высоких широтах Северного полушария (рис. 7–8). Рекордно высокими

были и значения пространственно осредненных сезонных аномалий в ряде регионов. Так, в 2015 году рекордно высокой была весенняя аномалия глобальной температуры и температуры Северного полушария, как по объединенным данным HadCRUT4 (+0,68°С и 0,89°С, суша + море), так и по станционным данным ИГКЭ (1,07, 1,30°С, только суша). В северной части Тихого океана средняя по акватории аномалия приповерхностной температуры держалась на рекордных отметках все три весенних месяца (0,62, 0,79, 0,87°С), а в течение всей предшествующей зимы была выше 99-го процентиля. В Южном полушарии весна 2015 г. попала в 5% самых теплых весенних сезонов лишь в Южной Америке и Африке (соответственно, средняя по территории континента аномалия равна 0,79°С и 1,06°С).

Заключение

Приведенные выше оценки получены по новейшим (по май 2015 г.) данным инструментальных наблюдений на доступной глобальной сети станций и отражают сложившуюся на данный момент ситуацию. На основе этих данных показано:

- 2014 год — самый теплый на Земле в истории наблюдений: аномалия глобальной приповерхностной (над континентами и океанами) температуры достигла в этом году рекордного значения 0,564°С (данные Hadley/CRU, базовый период 1961–1990 гг.). Рекорд подтвержден независимыми анализами ведущих мировых метеорологических центров (Hadley/CRU, NASA/GISS, NOAA/NCDC, JMA). Предыдущими самыми теплыми были 2010 и 2005 годы (аномалия по данным Hadley/CRU 0,555 и 0,540°С, соответственно). Рекордно высокой была и средняя приповерхностная температура Северного полушария. По температуре *приземного воздуха над сушей* Земного шара самыми теплыми были 2007, 2010 и 2005 гг., а 2014 год оказался лишь на пятом месте (по согласующимся данным ИГКЭ и Hadley/CRU), хотя, по данным ИГКЭ, рекордно высокие значения среднегодовой температуры отмечены на обширных территориях в Европе, на западе Северной Америки и на юге Австралии. Необычно холодно, с рекордно низкими значениями температуры, было лишь в Северной Америке (особенно зимой и весной в восточных регионах).
- Современное потепление началось с конца 1970-х гг., но глобальным стало лишь к 1990-ым. На текущий момент оно продолжается на большей части Земного шара (кроме части Тихого океана и морей вблизи Антарктиды), в том числе практически над всей сушей. Скорость потепления выше в Северном полушарии и над континентами. Наибольшая скорость роста (в среднем за год) отмечается в Китае, Европе, на юге США, на северо-востоке России. Тенденция к похолоданию получена только для Антарктического материка и Южной полярной области (65–90°ю.ш.), и только в период декабрь-май. При этом, все отрицательные коэффициенты тренда статистически незначимы даже на 10%-м уровне.

- От сезона к сезону картина «потепления» над континентами существенно меняется. Выделяется зимний сезон с значительными областями похолодания в России (Сибирь, Чукотка), США (вдоль западного побережья), Австралии (северо-западные территории) и в Средиземноморском регионе (север Африки, Испания). На остальной территории зимой, как и в среднем за год, тренд положителен. Весной выделяется обширная область похолодания в Северной Америке (север США и Канада). При этом, в оба сезона в областях похолодания значения коэффициентов тренда статистически незначимы даже на 10%-м уровне значимости, а тренды потепления на значительных территориях статистически значимы на 1%-м уровне. Летний и осенний сезоны характеризуются отсутствием областей похолодания и особенно значительными территориями интенсивного потепления (статистически значимого на 5%-м уровне).

Регулярные сезонные результаты мониторинга климата России и их годовые обобщения доступны на сайте ИГКЭ (http://climatechange.su, http://www.igce.ru).

Благодарности

Авторы выражают искреннюю признательность коллегам: М.Ю. Бардину за поддержку и полезные обсуждения результатов, О.Ф. Самохиной за помощь и постоянное участие в работе по подготовке и сопровождению базы данных.

Список литературы

Берлянт А.М. Картография: Учебник для вузов. — М.: Аспект Пресс, 2002, 336 с.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. — Обнинск: ФГБУ “ВНИИГМИ-МЦД”,: 2012 г., 193 с.

ОД2, 2014: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М., Росгидромет, 2014, с. 18–235.

Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., 2008: Особенности проявления современного глобального потепления климата в различных регионах северного полушария в последние десятилетия. Вестник Удмуртского университета. Биология. Наука о Земле. — 2008, Выпуск 2, с. 3–13.

Росгидромет, 2012-2014. Ежегодные Доклады об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2011-2013 гг. http://climatechange.su, http://www.igce.ru.

Росгидромет, 2015: Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 г., — М.: 2015, 107 с.

Шерстюков Б.Г., 2008: Региональные и сезонные закономерности изме-

нения современного климата. Изд. ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». Обнинск, — 2008, 246 с.

BAMS, 2015: State of the Climate in 2014. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96 (7), S1-S267, Blunden, J., and D.S. Arndt, Eds. http://www.ncdc.noaa.gov/bams-state-of-the-climate.

Bell G.D., ed all, 2015: Climate Diagnostics Bulletin. Climate Prediction Center. DECEMBER 2014. NOAA/NWS/NCEP.

Blunden, J., and D.S. Arndt, Eds., 2014: State of the Climate in 2013. Bull. Amer. Meteor. Soc., 95 (7), S1-S257. http://www.ncdc.noaa.gov/bams-state-of-the-climate.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Karl T.R., A. Arguez, B. Huang, J.H. Lawrimore, J.R. McMahon, M.J. Menne, T.C. Peterson, R.S. Vose, and Huai-Min Zhang, 2015: Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus. Science 26 June 2015: 1469–1472.

JMA, 2014: Climate Change Monitoring Report. 1-3-4 Otemachi, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/gwp/gwp.htm.

JMA, 2015: Annual Report on the Climate System 2014. Japan Meteorological Agency. March 2015: pp. 1–68.

Jones Ph., 2015: Global Temperature Record. Updated February 2015. http://www.cru.uea.ac.uk/information-sheets.

Met Office, 2015: Climate bulletin — December 2014. Summary of the world's climate. Met Office, UK. http:///ww.metoffice.gov.uk/research/monitoring/climate/bulletins.

NASA GISS, 2015: NASA, NOAA find 2014 warmest year in modern record. Posted Jan. 16, 2015. http://www.giss.nasa.gov/research/news/20150116/.

NOAA NCEI, 2015: National Centers for Environmental Information, State of the Climate: Global Analysis for Annual 2014, published online January 2015, retrieved on August 12, 2015 from http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201413.

WMO, 2015: WMO statement on the status of the global climate in 2014. WMO-No. 1152. ISBN 978-92-63-11152-4. https://www.wmo.int/pages/index_en.html.

УДК 551.555

ЭКСТРЕМУМЫ СКОРОСТИ ВЕТРА В АРКТИКЕ

А.В. Кислов[1)], Т.А. Матвеева[1)], В.С. Платонов[1)]

[1)] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
географический факультет, кафедра метеорологии и климатологии
119991, Москва, Ленинские Горы, 1, avkislov@mail.ru

Резюме. Экстремальные скорости ветра были исследованы по различным данным в регионе, простирающемся вдоль арктического побережья от Кольского полуострова до полуострова Таймыр. Были использованы данные станционных наблюдений, материалы реанализа (20th Century Reanalysis) и результаты моделирования климата в рамках модели INM-CM4 (модель Института вычислительной математики РАН). Показано, что массив экстремумов, определенных по данным наблюдений, содержит данные, принадлежащие к двум различным генеральным совокупностям, каждая из которых надежно описывается распределением Вейбулла. Используя специальную метафорическую терминологию, эти наборы экстремумов названы «черными лебедями» и «драконами», причем за наибольшие экстремумы отвечают именно «драконы», превосходящие «черных лебедей» на 10-30% (при одном и том же квантильном уровне 0,99). Данные модели INM-CM4 и реанализа «драконов» не содержат. Это значит, что они занижают экстремальные значения и, кроме того, важный циркуляционный механизм, создающий эти аномалии, не воспроизводится. Чтобы оценить, связано ли это с пространственным разрешением моделей, была применена мезомасштабная региональная модель COSMO-CLM для моделирования типичных ситуаций. Она оказалась способна воспроизводить скорости, того же порядка, что наблюдались на станциях. Это указывает на важную роль мезометеорологических эффектов при возникновении экстремальных скоростей ветра, однако механизмы изучены недостаточно полно.

Ключевые слова. Экстремумы скорости ветра, закон Вейбулла, экстремумы в Арктике, моделирование экстремальных ситуаций, «черные лебеди» и «драконы».

WIND SPEED EXTREMES IN ARCTIC AREA

A.V. Kislov[1)], T. A. Matveeva[1)], V. S. Platonov[1)]

[1)] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography,
Department of Meteorology & Climatology
119991, Moscow, Lenin Gory, 1, avkislov@mail.ru

Summary. Changes in wind speed extremes along the Arctic coast (from the Kola Peninsula, north part of the Scandinavia, to the Taimyr Peninsula) were investigated through extreme value analysis of wind speed obtained from the 20th Century Reanalysis dataset and wind simulations of the INM-CM4 climate model, as well as using observed data from several stations. The analysis showed that the set of wind speed extremes obtained from observations is a mixture of two different subsets each neatly described by the Weibull distribution. Using special metaphoric

terminology, they are labeled as “black swans” and “dragons”. The “dragons” are responsible for strongest extremes. They exceed “black swans” by up to 10-30% (at the same quantile threshold 0,99). Both reanalysis and INM-CM4 data have no “dragons”. This means that such models underestimate wind speed maxima, and the important circulation process generating the anomalies is not simulated. To assess whether it depends on spatial resolution of models, the meso-scale COSMO-CLM regional model was used for modelling the typical situations. It showed the ability to simulate wind speed values of the same order that was observed at the stations. This means that meso-meteorological effects play an important role in the generation of extreme values of wind speed. However, a respective mechanism is not explored sufficiently.

Keywords. Wind speed extremes, Weibull law, extremes in Arctic region, modelling of extreme events, “black swans” and “dragons”.

Введение

Информация об экстремально больших скоростях ветра очень важна, поскольку ветровые нагрузки требуется знать при проектировании и эксплуатации антенн и мачт, мостов, ветроэнергетических установок, высотных домов, объектов рекламы, фуникулёрных трасс и др. На морской акватории и побережьях в этот перечень добавляются портовые сооружения, корабли и буровые установки. При этом анализируется только модуль скорости, направление ветра не принимается во внимание. Это, конечно, ограничение, однако, оно во многом вынужденное. Дело в том, что большие аномалии в принципе очень редки, и если попытаться разделить выборку модулей скорости на несколько (даже широких) угловых секторов, то надежность статистических показателей станет малообеспеченной. В то же время, если не ставить вопрос именно об экстремальных скоростях ветра, то учет направления делает исследование более полным — см. (Методы…, 2009).

Максимальные скорости ветра у поверхности происходят за счет транспортировки вниз, из верхней части пограничного слоя, частиц воздуха с большими скоростями (Brasseur, 2001). Это может быть выражено в опускании вниз ядра нижнетропосферного струйного течения, проявления мезомасштабных явлений, таких, как торнадо, бора и др., или иметь характер нерегулярных флуктуаций. В любом случае, речь идет о достаточно короткоживущих аномалиях, связанных, однако, с синоптическими процессами.

В основе статистической теории экстремумов (Fisher and Tippett, 1928; Gnedenko, 1943) лежит представление о том, что экстремальные одинаково распределенные независимые случайные величины подчиняются одному из трех распределений вероятностей, причем, для аппроксимации распределения экстремумов скорости ветра успешно применяется одно из них — закон Вейбулла (Palutikof et al, 1999; Рожков, 2001). Другим подходом к исследованию экстремальных величин является методика аппроксимации не всего распределения, а только его хвоста. Для этого применяется так называемое распределение Парето, которому подчиняются вероятности событий, интен-

сивность (амплитуда) которых превосходит некоторое пороговое значение (Palutikof et al, 1999; Brabson and Palutikof, 2000).

Настоящая статья посвящена изучению аномальных особенностей ветрового режима западной части русской Арктики — наиболее динамично развивающемуся заполярному региону России. Это исследование особенно актуально в современных условиях, поскольку обнаружено, что частота экстремальных явлений возрастает (Второй оценочный …, 2014). Однако, нет четкого ответа на вопрос о том, связано ли учащение аномалий с глобальным потеплением и каков характер этой связи. Продвижение в данном направлении очень важно в контексте климатического прогноза. Поскольку он основан на использовании данных моделирования, то возникает необходимость оценки потенциальной возможности воспроизведения экстремальных явлений атмосферными моделями.

Методы и материалы

Регион исследования включает прибрежную зону Баренцева, Белого и Карского морей, а также некоторые внутриматериковые районы. Были использованы стандартные срочные станционные измерения скорости ветра на высоте 10 м, осредненные за 10 минут (см. табл.1). Продолжительность наблюдений различна, поэтому мы использовали, главным образом, данные за период 1966–2013 гг.

Сразу отметим, что в данных наблюдений иногда (редко) встречаются очень большие скорости (60–90 м/с). Такие значения, в принципе, не запрещены, однако нельзя исключить возможность ошибок. Поэтому была организована косвенная проверка правдоподобия этих данных для некоторых станций, основанная на исследовании режима скоростей в сроки, следующие за экстремальным значением и ему предшествующие. Поскольку речь идет не о порывах, а об осредненных значениях, то максимумы скоростей, пусть и не столь большие, генетически связанные с циклоническими или фронтальными явлениями, должны прослеживаться в течение нескольких часов. Однако было установлено, что это были именно выбросы на фоне относительно спокойных условий, так что данная информация выглядит ошибочной.

В дополнение к данным наблюдений для анализа аномалий ветра был использован реанализ *20th Century Reanalysis,* $1{,}9 \times 1{,}875°$ по широте и долготе, 1979–2004 гг., (Compo et al, 2006; Compo et al, 2011; Lindsay et al, 2014). Было выяснено, что данные реанализа (3-х часовые значения, отнесенные к высоте измерений 10 м) таких огромных скоростей не содержат. Поэтому кажется логичным решение исключить из анализа сверхбольшие скорости. Однако, как будет показано далее, в некоторых случаях их появление возможно.

Как было отмечено, одним из базовых положений теории является условие независимости данных. С практической точки зрения, последовательно наблюдающиеся экстремумы не должны относиться к одному и тому же

циклону или шторму. Добиться независимости можно различными способами, просеивая ряды данных. Мы использовали самый простой метод, при котором для анализа отбирались экстремумы из групп данных, отстоящих на интервал времени, на протяжении которого исчезает связность вариаций. Она определялась по условию уменьшения автокорреляционной функции до статистически незначимого уровня и составила 2-3 суток (для расчетов выбирался абсолютный максимум за интервал времени в 3 суток). Аналогичные интервалы времени использованы в работах (Cook, 1985; Gusclla, 1991; Coles and Walshaw, 1994).

Таблица 1 **– Перечень гидрометеорологических станций, данные которых использованы в работе (*http://meteo.ru/*)**

Название станции	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря	Интервал наблюдений, использованный для анализа
Териберка	69,2	35,1	33	1966–2013
Мурманск	69	33,1	55	1936–2013
Ловозеро	68,1	34,8	161	1936–2013
Краснощелье	67,4	37,0	155	1932–2013
Кандалакша	67,1	32,4	26	1936–2013
Умба	66,7	34,3	39	1936–2013
Архангельск	64,6	40,5	3	1890–2013
Зимнегорский Маяк	65,5	39,7	85	1936–2013
Канин Нос	68,7	43,3	48	1966–2013
Колгуев Северный	69,5	49,1	23	1966–2013
Коткино	67	51,2	18	1966–2013
Нарьян-Мар	67,7	53,0	4	1966–2013
Усть-Уса	65,9	56,9	77	1966–2013
Усть-Цильма	65,4	52,3	78	1895–2013
Окунев Нос	66,3	52,6	20	1966–2013
Хоседа-Хард	67,1	59,4	84	1936–2013
Андерма	69,8	61,7	53	1966–2013
Малые Кармакулы	72,4	52,7	18	1966–2013
Марресале	69,7	66,8	24	1966–2013
Новый Порт	67,7	72,9	11	1966–2013
Антипаюта	69,1	76,9	2	1966–2013
Диксон	73,5	80,2	42	1966–2013
ГМО имени Е.К.Федорова	77,7	104,3	13	1966–2013
Болванский нос	70,5	59,1	13	1966–2013
Хатанга	72,0	102,3	30	1966–2013

Анализ экстремальных значений логично проводить раздельно для холодного и теплого сезонов, которые в Арктике характеризуются не только резко

контрастирующими температурами, но и особенностями циркуляции атмосферы. При этом следует принять во внимание, что собственно летними месяцами здесь являются, фактически, июль и август, а зимний сезон покрывает не только декабрь, январь и февраль, но обычно включает также ноябрь, март и апрель.

Для изучения возможностей воспроизведения экстремальных скоростей ветра атмосферными моделями, был использован архив модели INM-CM4.0 ($1{,}5 \times 2°$ широты и долготы, для периода времени 1966–2005 гг.) и результаты моделирования отдельных событий в рамках COSMO-CLM (the Consortium for Small-scale Modelling) (*www.cosmo-model.org*) с пространственным разрешением $2{,}8 \times 2{,}8$ км^2. Данные по модели INM-CM4.0 (Володин и др., 2013)) получены в ходе численного эксперимента в рамках протокола CMIP5, Historical experiment (Taylor et al, 2012). Сопоставление данных измерений с результатами моделирования важно для оценки его качества, для того, чтобы ответить на вопрос о том, можно ли по таким результатам воссоздавать реально наблюдающиеся большие скорости ветра.

Используем для аппроксимации функции распределения повторяемостей закон Вейбулла, имеющий в интегральном случае следующий вид:

$$\frac{n}{N} \approx F(U) = 1 - e^{-AU^k} \qquad (1)$$

где: U — модуль скорости ветра;

$\frac{n}{N}$ — характеризует накопленную повторяемость.

Это выражение можно преобразовать так

$$\ln\left[-\ln\frac{N-n}{N}\right] = k\ln U + \ln A \qquad (2)$$

Отсюда следует, что в специальных координатах $\ln\left[-\ln\frac{N-n}{N}\right]$ и $\ln U$ распределение вероятностей Вейбулла представляется прямой линией. Степень отклонения от нее эмпирических точек характеризует, вместе с известными статистическими критериями, применимость теоретического закона распределения.

Результаты

Рассмотрим пример эмпирического распределения повторяемости экстремумов скорости ветра (рис.1). Хорошо видно, что набор эмпирических повторяемостей хорошо аппроксимируется прямой линией, однако заметно, что такая аппроксимация не будет удовлетворительно описывать самые большие значения скорости ветра и, в следствие этого их вероятность будет занижена. В этом случае для аппроксимации можно применить иную, отличную (от 1) трехпараметрическую зависимость, но в этом случае будет потеряно важное преимущество — новая функция не будет иметь того глубокого теоретиче-

ского смысла, который присущ закону Вейбулла как представителю семейства обобщенного закона распределения экстремальных величин (см. выше).

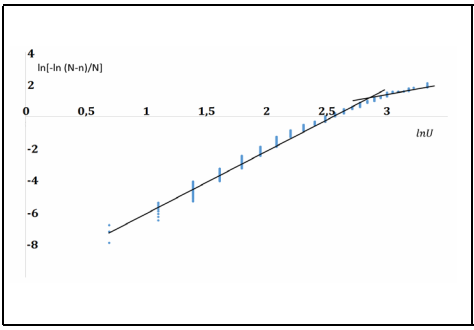


Рисунок 1а

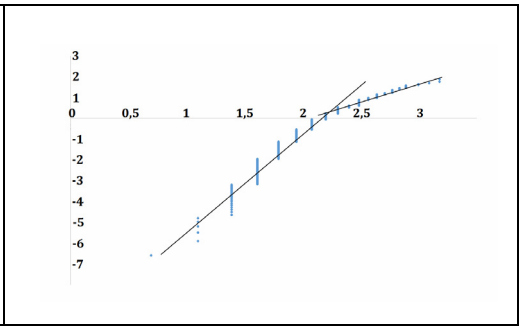


Рисунок 1б

Рисунок 1 (а, б) — Эмпирические распределения выборки абсолютных максимумов за трехсуточные интервалы средней 10-минутной скорости ветра в холодные периоды года (1936 – 2013 гг.) по данным измерений на станции Марресале (а), и в теплые периоды года (1936 – 2013 гг.) по данным измерений на станции Зимнегорский Маяк (б), спрямленные на сетке вейбулловского распределения вероятностей ($\ln\left[-\ln\frac{N-n}{N}\right], \ln U$). Отрезки прямых соответствуют двум различным законам распределения.

Вид кривой (рис.1) подсказывает возможность иной интерпретации. Можно предположить, что нарушен один из базовых принципов, лежащих в основе теории экстремальных случайных процессов (см. выше), а именно требование, чтобы все выборочные данные принадлежали к одному семейству. Если же считать, что в выборку замешаны, например, представители двух различных распределений, но каждое из них (поскольку это случай экстремальных значений) может быть аппроксимировано функции Вейбулла, то может быть осуществлен подбор двух независимых друг от друга спрямляющих линий. Эта ситуация и показана в качестве примера на рис.1 для двух станций и разных сезонов. Видно, что каждая группа точек, со значениями больше ($U > U_{th}$) и меньше ($U < U_{th}$) хорошо спрямляется в избранной специальной системе координат, характеризуя то, что набор экстремумов сформирован из величин, относящихся к различным генеральным совокупностям.

Отметим, что выборка значений ($U > U_{th}$) должна описываться распределением Парето (Brabson and Palutikof, 2000):

$$\Phi(U) = 1 - \left(\frac{U_{th}}{U}\right)^{\Upsilon} \qquad (3)$$

Причем пороговое значение не назначается априорно (что типично при применении закона Парето), а определяется путем анализа применимости закона Вейбулла. Например, для станции Териберка ряды экстремумов очень хорошо описываются распределением Парето с уровнем отсечения, взятым из анализа вейбулловской функции $U_{th} = 21$ м/с, а расчет второго параметра дает $\Upsilon = 6{,}3$. Если построить кривую (3) с этими параметрами и сравнить ее с кри-

вой Вейбулла при $A = 0{,}012$ и $k = 1{,}77$ (см. табл. 2), то можно убедиться, что, начиная приблизительно с 35 м/с, вероятности по этим законам мало отличаются между собой (и мало отличаются от единицы).

Эта ситуация, когда среди одинаковых (по номенклатуре) величин встречаются принципиально разные представители, обнаруживается не впервые – данный эффект отмечался при изучении распределения повторяемости численности населения городов разных размеров, в распределении флуктуаций скорости в турбулентных течениях, в распределении площадей природных пожаров, в распределении богатств и доходов, и др., и породил для их описания своеобразную терминологию. Так, основной массив «промежуточных» экстремумов назван белыми лебедями, и появление в *этой выборке* самых больших и редких явлений названо черными лебедями (Taleb, 2010). Следует подчеркнуть важную мысль — объекты, принадлежащие одному закону распределения, имеют сходный генезис (Голицын, 2013), т.е. крупные аномалии отличаются от своих «меньших родственников» только амплитудой или степенью воздействия. События, которые относятся к другому закону распределения, имеют иной генезис, они характеризуют принципиально другие объекты, названные драконами, королями или драконами-королями (Sornette, 2009). Внимание акцентируется на том, что драконы — это не лебеди, а иные существа; или же обыгрывается то, что короли стоят неизмеримо выше обыкновенных людей по богатству и общественному положению.

Не вдаваясь в обсуждение того, насколько уместна такая выспренняя терминология, обратим внимание, что с помощью этих метафор удобно разделять события, принадлежащие разным законам Вейбулла, поэтому мы будем применять ее в дальнейшем.

На рис. 2 показаны примеры эмпирических распределений экстремумов скорости ветра, спрямленных на сетке вейбулловского распределения, демонстрирующие присутствие в каждом случае «лебедей» («черных лебедей» — обозначим их аббревиатурой «ЧЛ» — при переходе к редким большим аномалиям) и «драконов» (обозначим их аббревиатурой «Д»). Видно, что в обоих диапазонах прямая линия служит прекрасной аппроксимацией эмпирического распределения. Это подтверждает очень большой коэффициент детерминации и выполненные (на основе критерия Колмогорова) оценки соответствия эмпирического распределения повторяемости теоретической функции распределения вероятностей. Отметим интересную вещь: объявленные нереальными (см. выше) сверхбольшие скорости ветра располагаются на продолжении прямой закона Вейбулла «Д».

Обработка данных всех станций (см. табл. 1) показала аналогичные результаты. Этот результат убедительно демонстрируют успешность применения высказанной выше интерпретации, согласно которой экстремумы скорости ветра состоят из смеси значений, относящихся к разным генеральным совокупностям. В табл. 2 представлены параметры распределения Вейбулла.

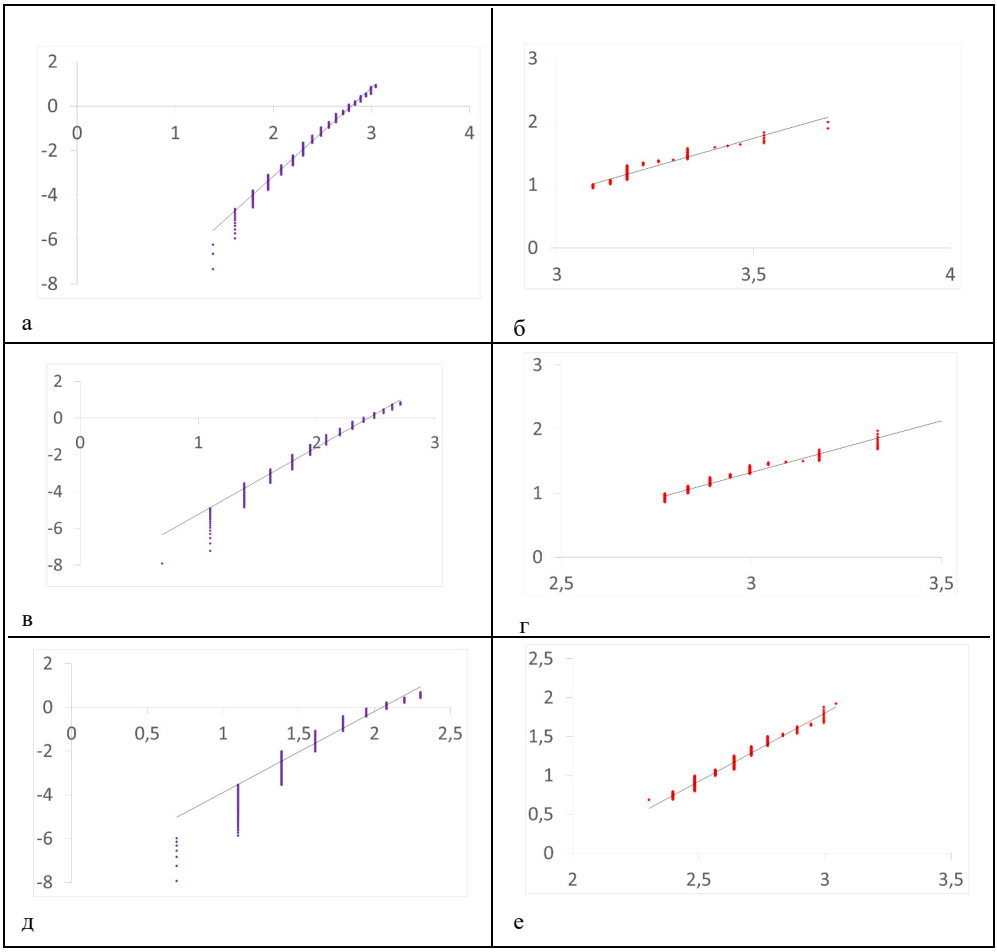


Рисунок 2 — Эмпирические распределения выборки абсолютных максимумов за трехсуточные интервалы средней 10-минутной скорости ветра в холодные периоды года (1936 – 2013 гг.) по данным измерений на станциях Териберка (а — «ЧЛ» $R^2 = 0,99$, б — «Д» $R^2 = 0,92$), Новый Порт (в — «ЧЛ» $R^2 = 0,97$, г — «Д» $R^2 = 0,96$) и Хатанга (д — «ЧЛ» $R^2 = 0,91$, е — «Д» $R^2 = 0,97$), спрямленные на сетке вейбулловского распределения вероятностей $\left(\ln\left[-\ln\frac{N-n}{N}\right], \ln U\right)$. *($R^2$ — Коэффициенты детерминации).*

***Таблица 2* — Параметры распределения Вейбулла, рассчитанные за период 1966-2013 гг., отдельно для двух групп экстремумов, отвечающих «ЧЛ» и «Д» (для значений скоростей в м/с)**

Станция	Принадлежность к семейству	Холодный сезон		Теплый сезон	
		k	A	k	A
Териберка	«ЧЛ»	3,97	1,6E-05	4,39	3,1E-05
	«Д»	1,77	0,0120	2,12	0,0081
Мурманск	«ЧЛ»	3,95	0,0001	4,94	3,6E-05
	«Д»	1,34	0,1039	2,56	0,0062
Ловозеро	«ЧЛ»	3,19	0,0013	4,45	0,0003
	«Д»	1,69	0,0429	2,30	0,0202

Станция	Принадлежность к семейству	Холодный сезон		Теплый сезон	
		k	A	k	A
Краснощелье	«ЧЛ»	3,14	0,0043	3,04	0,0012
	«Д»	0,99	0,4608	1,45	0,0664
Кандалакша	«ЧЛ»	3,50	0,0017	4,20	0,0006
	«Д»	1,22	0,2322	1,45	0,1545
Умба	«ЧЛ»	3,63	0,0006	4,56	0,0002
	«Д»	1,70	0,0508	0,9285	0,4050
Архангельск	«ЧЛ»	3,60	0,0016	4,00	0,0010
	«Д»	1,48	0,1159	1,49	0,1372
Зимнегорский Маяк	«ЧЛ»	3,50	0,000145	3,80	0,0002
	«Д»	1,13	0,1125	1,40	0,0759
Канин Нос	«ЧЛ»	4,80	0,2E-05	4,40	1,9E-05
	«Д»	2,40	0,0017	1,30	0,0835
Колгуев Северный	«ЧЛ»	4,50	0,7E-05	6,10	0,1E-05
	«Д»	1,50	0,0309	2,90	0,0013
Коткино	«ЧЛ»	2,90	0,0032	3,56	0,0013
	«Д»	0,40	1,6109	1,66	0,0869
Нарьян-Мар	«ЧЛ»	3,12	0,0017	4,45	0,0002
	«Д»	1,54	0,0620	1,88	0,0389
Усть-Уса	«ЧЛ»	3,70	0,0006	5,20	3,0E-05
	«Д»	1,25	0,1515	1,72	0,0620
Усть-Цильма	«ЧЛ»	4,20	0,0002	5,10	4,9E-05
	«Д»	0,90	0,3854	1,85	0,0561
Окунев Нос	«ЧЛ»	3,40	0,0014	4,40	0,0002
	«Д»	0,52	1,1722	0,98	0,3816
Хоседа Хард	«ЧЛ»	3,00	0,0011	4,50	8,8E-05
	«Д»	0,98	0,2695	2,20	0,0159
Малые Кармакулы	«ЧЛ»	3,40	5,4E-05	4,08	3,6E-05
	«Д»	1,90	0,0042	1,86	0,0087
Андерма	«ЧЛ»	3,60	7,7E-05	4,26	6,7E-05
	«Д»	1,85	0,0127	2,20	0,0108
Марресале	«ЧЛ»	3,60	0,0001	4,80	1,8E-05
	«Д»	1,67	0,0264	1,86	0,0237
Новый Порт	«ЧЛ»	3,65	0,0002	5,00	1,2E-05
	«Д»	1,60	0,0303	1,80	0,0254
Антипаюта	«ЧЛ»	3,19	0,0006	4,60	4,4E-05
	«Д»	2,14	0,0093	1,88	0,0266
Диксон	«ЧЛ»	3,23	0,0002	5,14	0,5E-05
	«Д»	2,00	0,0088	2,70	0,0023
Болванский нос	«ЧЛ»	3,70	6,5E-05	4,15	5,9E-05
	«Д»	1,65	0,0254	2,1	0,0115
Хатанга	«ЧЛ»	3,70	0,0005	5,20	2,1E-05
	«Д»	1,76	0,0319	1,50	0,0756

Примечание. Коэффициенты детерминации, характеризующие качество спрямления эмпирических данных на сетке вейбулловского распределения, никогда не опускались ниже 0,90 (см. рис.1).

Для характеристики географии экстремумов и сопоставления летних и зимних условий, удобно использовать квантильные значения скорости. Надежно вычисленные в каждом случае параметры распределения позволяют провести такой расчёт, преобразовав формулу (1) к следующему виду:

$$U(p) = \left(\frac{1}{A}\ln\frac{1}{1-p}\right)^{1/k} \quad (4)$$

где: p — пороговое значение вероятности;

$U(p)$ — есть соответствующее квантильное значение скорости ветра.

Значение p можно выразить через «время возврата», характеризующее интервал времени, через который вновь появляются такие же (или большие) аномалии скорости: $T = 1/(1-p)$. Примем для анализа экстремумов p = 0,99. Для летнего периода (62 дня — июль и август) общий объем выборки за 47 лет (1966–2013 гг.), при условии просеивания через 3 суток составляет 971 суток. Доля событий (1 – 0,99 = 0,01) равна приблизительно 10 суткам. За 47 лет это соответствует ситуации появления экстремума $U(0,99)$ один раз за 5 теплых сезонов. Для холодного сезона $p = 0,99$ отвечает среднему времени появления экстремума $U(0,99)$ два раза за три холодных периодов года. Вычисленные по данным всех станций значения (раздельно для «ЧЛ» и «Д») представлены в табл. 3.

Таблица 3 — Квантильные значения модуля скорости ветра, м/с, U(0,99) (1966–2013 гг.), рассчитанные отдельно для двух групп экстремумов, отвечающих «ЧЛ» и «Д»

Станция	«Ч»	«Д»	Отношение «ЧЛ» / «Д»	«ЧЛ»	«Д»	Отношение «ЧЛ» / «Д»
	холодный сезон			теплый сезон		
Териберка	24	29	0,83	15	20	0,75
Мурманск	15	17	0,88	11	13	0,85
Ловозеро	13	16	0,81	9	11	0,89
Краснощелье	9	10	0,90	8	11	0,82
Кандалакша	10	12	0,83	9	10	0,90
Умба	12	14	0,86	10	11	0,91
Архангельск	9	12	0,75	8	11	0,73
Зимнегорский Маяк	19	27	0,70	14	19	0,74
Канин Нос	21	27	0,78	17	22	0,77
Колгуев Северный	19	28	0,68	12	17	0,71
Коткино	12	14	0,86	8	11	0,73
Нарьян-Мар	13	16	0,81	10	13	0,77
Усть-Уса	11	15	0,73	10	12	0,83
Усть-Цильма	11	16	0,69	11	16	0,69
Окунев Нос	11	14	0,79	10	13	0,77
Хоседа Хард	16	18	0,89	11	13	0,85
Малые Кармакулы	28	40	0,70	18	29	0,62
Андерма	21	24	0,88	13	18	0,72
Марресале	19	22	0,86	13	17	0,77

Новый Порт	17	23	0,74	13	18	0,72
Антипаюта	16	18	0,89	12	16	0,75
Диксон	21	23	0,91	14	17	0,82
ГМО имени Е.К.Федорова (мыс Челюскин)	18	23	0,78	12	17	0,71
Болванский Нос	20	23	0,87	15	17	0,88
Хатанга	12	17	0,71	11	16	0,69

Как видно из табл. 3, одни и те же квантильные значения существенно больше (на 10–30%) в распределении «драконов», чем у «черных лебедей». «Чемпионом» является станция Малые Кармакулы, где $U(0{,}99) = 40$ м/с. Данное значение даже, в некотором смысле «выбивается» из данных других станций. Однако это, по-видимому, реальная ситуация: огромные скорости ветра здесь, на западном побережье Новой Земли, связаны с явлением боры, во время которой происходит обвал холодного воздуха Карского моря с Новоземельских гор на побережье незамерзающего Баренцева моря.

Экстремумы скорости в целом выше в холодный период года, чем летом. Особенно четко это заметно для региона незамерзающего Баренцева моря (станции Териберка, Зимнегорский Маяк, Малые Кармакулы), где зимой усиливается циклогенез. Восточнее, там, где зимой моря, покрытые льдом, становятся неотличимы по термическим свойствам от суши, данный механизм не работает и экстремальные скорости ветра, фиксируемые зимой береговыми станциями (Андерма, Марресале, ГМО имени Е.К. Федорова, Диксон) значительно меньше ($U(0{,}99) = 22 – 23$ м/с) (см. Табл.3).

Другая, четко наблюдаемая закономерность, — это то, что экстремальные значения существенно больше на береговых станциях, чем во внутриматериковых регионах. Это происходит не только за счет того, что шероховатость меньше над водой, чем над сушей. Важную роль играет то, что шторма интенсивнее над морскими акваториями.

Дискуссия

Рассмотрим, как воспроизводятся экстремумы скорости ветра по результатам моделирования в рамках глобальной климатической модели. Анализу были подвергнуты сеточные данные, приблизительно соответствующие расположению метеорологических станций, причем в случае станций, расположенных на побережье, выбирался счетный узел, расположенный преимущественно на морской акватории. Этим достигался учет того, что, как уже было отмечено, над морями скорости ветра типично больше.

Экстремальные скорости ветра по данным модели INM-CM4 (как у земной поверхности, так и в нижней тропосфере) распределены по закону Вейбулла (рис. 3): это подтверждает очень большой коэффициент детерминации и выполненные оценки соответствия эмпирического распределения повторяемости теоретической функции распределения вероятностей, выполненные на основе критерия Колмогорова.

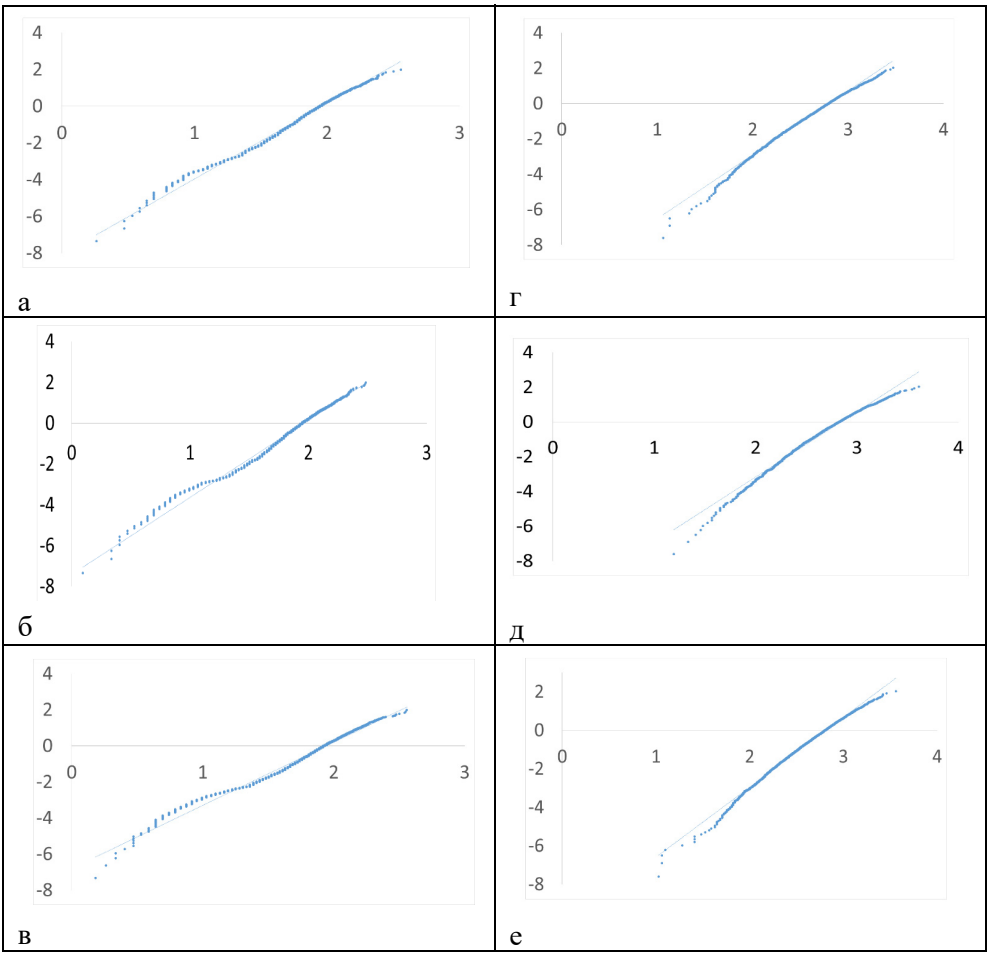


Рисунок 3 — Интегральные функции распределения (спрямленные на сетке распределения Вейбулла) абсолютных максимумов скорости ветра за трехсуточные интервалы для холодного сезона по данным моделирования INM-CM4.0 для узлов модельной сетки наиболее близких к станциям Зимнегорский маяк (а, г), Краснощелье (б, д) и Кандалакша (в, е); (а, б, в — данные с уровня 10 м; г, д, е — уровня 850 гПа). Коэффициент детерминации во всех случаях равен 0,99.

Рассмотрим данные у подстилающей поверхности. На рис. 3 (а, б, в) не наблюдается характерного изгиба эмпирических данных, послужившего поводом раздельного рассмотрения «ЧЛ» и «Д» (см. рис. 1). Фактически речь идет только о «ЧЛ», причем, квантильные значения (табл. 4), практически одинаковы у этих различно расположенных станций, в то время как по данным наблюдений отмечены важные особенности, отражающие различия в географическом положении (табл.3). Для станции Краснощелье, расположенной в центральной части Кольского полуострова, и станции Кандалакша, также, находящейся, фактически, вдали от открытого моря, совпадение модельных значений $U(0{,}99)$ с фактическими очень хорошее. В то же время для станции Зимнегорского маяка различия составляют около 50%. Возможно, что это связано с недостаточно адекватным распределе-

нием в модели моря и суши, не позволившим правильно воспроизвести экстремальные значения.

Таблица 4 — Квантильные значения модуля скорости ветра (U(0,99), м/с, рассчитанные для зимнего сезона в некоторых узлах сетки модели INM-CM4 на уровне 10 м и на поверхности 850 гПа

Наиболее близкая станция	INM-CM4. вертикальная координата	(U(0,99) м/с
Зимнегорский Маяк	10 м	10,3
	850 гПа	25,2
Краснощелье	10 м	10,8
	850 гПа	25,4
Кандалакша	10 м	10,7
	850 гПа	25,6

Отмеченные проблемы в использовании модельных данных диктуют необходимость поиска иных подходов к исследованию статистики больших скоростей ветра у поверхности. Поскольку их генезис связан с распространением вниз, к земной поверхности, течений верхней части пограничного слоя, то считается возможным использовать для оценки статистики ветрового режима приповерхностных слоев воздуха данные о режиме ветра в свободной атмосфере (как оценка сверху). Тем более, это относится к модельным данным, когда вместо значений ветра у поверхности (традиционно трудно воспроизводимых из-за проблем с моделированием пограничного слоя), используется гораздо лучше воспроизводимый ветровой режим нижней тропосферы (Yin and Branstator, 2007). Такой подход был реализован и в данном исследовании.

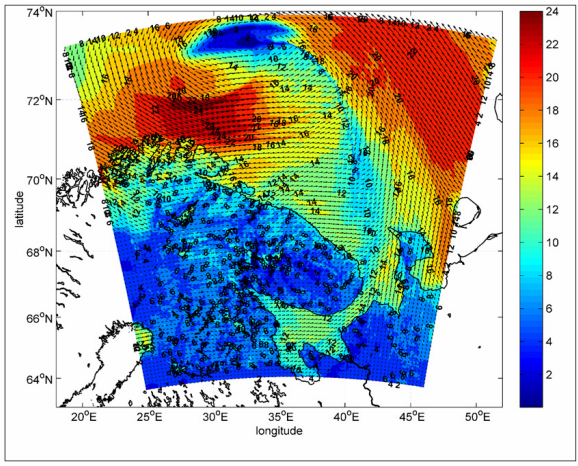
Распределение экстремумов скорости ветра на 850 гПа демонстрирует прекрасное соответствие закону Вейбулла (см. примеры на рис. 3 г, д, е). В то же время можно опять, как и в предыдущем случае анализа приземного ветрового режима, констатировать, что практически всю совокупность данных можно выразить одним распределением. На рис. 3д, правда, можно увидеть некоторое характерное изгибание эмпирических точек вниз от аппроксимационной линии, однако этих данных так мало, что трудно уверенно говорить, что они принципиально отличаются от своих меньших собратьев. Таким образом, модель воспроизводит «ЧЛ», а «Д» в результатах моделирования не обнаруживаются. Полученные для разных узлов $U(0,99)$ получились практически одинаковыми (~ 25 м/с), причем, такие значения характерны и для других модельных узлов Кольского полуострова. Это существенно больше, чем аналогичная величина, полученная у земной поверхности по данным измерений на станциях Кандалакша и Краснощелье, а на станции Зимнегорский Маяк она близка к квантильному значению U(0,99), но принадлежащему к семейству «Д».

Таким образом, получается, что климатическая модель не воспроизводит важную компоненту атмосферной циркуляции, приводящую к появлению особенно больших скоростей ветра. Использование для восполнения этого дефицита данных моделирования свободной атмосферы также не решает проблему, поскольку воспроизводимые максимальные скорости ветра, хоть и оказываются близки к данным наблюдений, отличаются иным законом распределения вероятностей, и это означает, что их генезис иной.

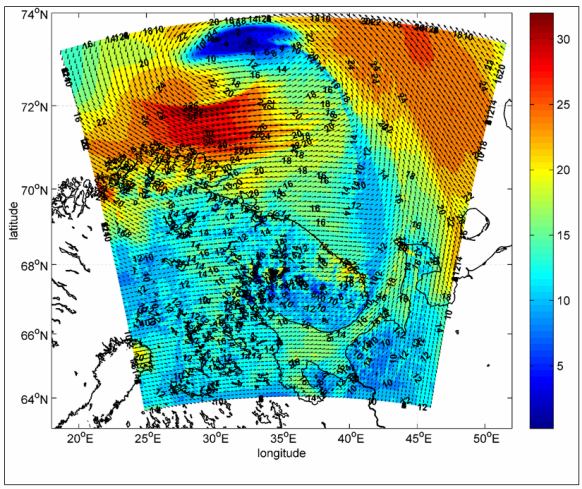
Опыт эмпирических исследований указывает на то, что экстремальные скорости ветра связаны с мезомасштабными системами циркуляции. В некоторых случаях эта связь четко установлена (в случае, так называемых, «падающих циркуляций», примером которых является упомянутая выше в данном контексте бора), в иных ситуациях (например, в конвективных системах, при образовании торнадо) теория развита недостаточно полно. Для компьютерного воспроизведения такого рода циркуляций служат мезомасштабные модели, которые при практической реализации разворачивают на ограниченной территории из-за очень большого объема вычислительной работы. Поэтому мы обратились к данным регионального моделирования для того, чтобы оценить, способна ли высокодетализированная по пространству модель воссоздать экстремально большие скорости ветра. В данном случае речь не идет об исследовании статистических свойств: проверяется сама возможность появления в модельных данных скоростей, близких к наблюдающимся на станциях.

11 декабря 2013 г. станцией Териберка на высоте 10 м зафиксированы средние скорости ветра (не порывы!), превышающие 30 м/с. Данное событие, с точки зрения его места в статистической выборке, представляло собой событие «Д». В этот день погоду определял циклон, центр которого находился над акваторией Баренцева моря южнее Шпицбергена.

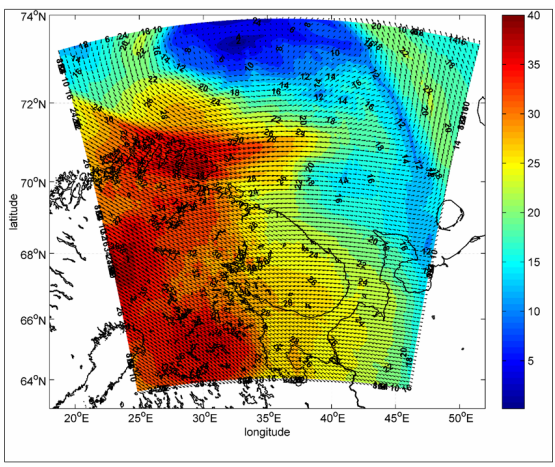
Для воспроизведения этой ситуации была использована модель COSMO-CLM. Данный модуль предназначен для решения климатических задач, однако развивается на единой платформе COSMO. Это негидростатическая атмосферная модель, основанная на системе термогидродинамических уравнений, описывающих сжимаемый поток влажного воздуха. Уравнения модели записаны в сферической системе координат со смещенным полюсом по горизонтали и орографической вертикальной координатой. В качестве начальных и граничных условий использованы данные реанализа ERA Interim. Компьютерный эксперимент представлял собой решение задачи Коши: по начальным данным воспроизводилась требуемая атмосферная циркуляция с заданной заблаговременностью (в данном случае это 6 часов). Для моделирования применен шаг сетки по пространству 2,8 км, что дает возможность достаточно полно воспроизводить как синоптические, так и мезомасштабные циркуляции.



а



б



в

Рисунок 4 — Прогнозированное (с заблаговременностью 6 часов) распределение модуля и направления скорости ветра 11.12.2013 г., в 18.00 GMT, по результатам моделирования COSMO-CLM в приземном слое 10 м (а), на уровне ~ 100 м (б) и ~3000 м (в). (Цветовая легенда на каждом рисунке различна).

На рис. 4 представлены результаты моделирования поля скорости у поверхности (на высоте 10 м) и на некоторых высотах для одного срока. Видно, что большие скорости ветра воспроизведены на южной и восточной периферии циклона. В первой из названных зон обращает на себя внимание то, что ветер усиливается при приближении к берегу (рис. 4а, б) — возможно, что это проявление усиления ветра за счет того, что крупномасштабный поток прижимается к барьеру, который образуют горы (1–2 км высотой) северной части Скандинавского полуострова. Однако, как видно из рис. 4в, в свободной атмосфере выше гор скорости ветра были еще больше, так что эффект вдольберегового усиления не был определяющим. В южных потоках восточной периферии циклона скорость ветра с высотой также увеличивается. Можно поэтому считать, что (как высказывалось ранее) происхождение больших скоростей ветра у поверхности связано именно с проникновением сюда «горячих частиц» воздуха из верхней части пограничного слоя. Обращает на себя внимание то, что экстремумы сконцентрированы в узких зонах или «пятнах», охватывающих несколько счетных узлов т.е. это возмущения мезомасштаба.

Данные моделирования не продемонстрировали экстремальных скоростей именно в Териберке — зона максимальных скоростей смещена к полуострову Варангер и далее на запад. Однако важным обстоятельством является то, что модель COSMO-CLM оказалась способна воссоздавать над морем и вблизи побережий скорости ветра, приближающиеся к наблюдаемым экстремальным значениям. Аналогичный вывод сделан при анализе других ситуаций (28 октября 2000 г., когда максимальные ветры наблюдались в районе пролива Карские Ворота, и др.). Поэтому можно предположить, что действительно, плохое воспроизведение «драконов» в относительно грубых моделях связано именно с недостаточным разрешением циркуляционных систем мезомасштаба.

Заключение

Изучение экстремумов скорости ветра по данным стандартных наблюдений в прибрежных регионах Арктики показало, что они слагаются из двух наборов данных, имеющих различные статистические свойства, но каждый из которых подчиняется закону Вейбулла. В соответствии с начинающейся складываться терминологией, они были обозначены, как ЧЛ и Д. Именно последние обозначают самые большие аномалии.

В модели общей циркуляции атмосферы и в данных реанализа обнаружены только ЧЛ. Поскольку функция распределения является индикатором общности физического механизма формирования рассматриваемых событий (или объектов), то можно считать, что не воспроизводится некоторый специальный эффект, ответственный за возникновение аномально больших скоростей ветра.

Ответственные за аномалии типа «драконов» значения скорости ветра обнаружены в результатах детализированного моделирования, выполненного на основе региональной мезометеорологической модели. Это указывает, что их происхождение связано с мезомасштабными явлениями. Более детально говорить о порождающих их циркуляционных механизмах преждевременно,

за исключением одной ситуации — новоземельской боры, в период развития которой экстремальные скорости, как известно, генетически связаны с гравитационными волнами.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 14-37-00038.

Литература

Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. 2013. Модель земной системы INMCM4: воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19-21 веках. — Известия РАН, физика атмосферы и океана, т. 49, №4, с. 379–400.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской федерации. Общее резюме. 2014. — М., 58 с.

Голицын Г.С. 2013. Статистика и динамика природных процессов и явлений. — М., URSS, 398 с.

Методы и средства статистической обработки и анализа информации об обстановке в Мировом океане на примере гидрометеорологии. 2009. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 416 с.

Рожков В.А. 2001. Теория и методы статистического оценивания случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. — СПб, Гидрометеоиздат, 330 с.

Brabson B.B., Palutikof J.P. 2000 Tests of the generalized Pareto distribution for predicting extreme wind speeds — Journal of Applied Meteorology, vol. 39, №9, pp. 1627–1640.

Brasseur O. 2001. Development and application of a physical approach to estimating wind gusts — Monthly Weather Review, vol. 129, №1, pp. 5–25.

Coles S.G., Walshaw D. 1994. Directional modelling of extreme wind speeds — Applied Statistics, pp. 139–157.

Compo G.P., Whitaker J.S. and Sardeshmukh P.D. 2006. Feasibility of a 100-year reanalysis using only surface pressure data — Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 87, №2, pp. 175–190.

Compo G. P., Whitaker J. S., P. D. Sardeshmukh, Matsui N., Allan R. J., Yin X., Gleason B. E., Vose R. S., Rutledge G., Bessemoulin P., Brönnimann S., Brunet M., Crouthamel R. I., Grant A. N., Groisman P. Y., Jones P. D., Kruk M. C., Kruger A. C., Marshall G. J., Maugeri M., Mok H. Y., Nordli Ø., Ross T. F., Trigo R. M., Wang X. L., Woodruff S. D. and Worley S. J. 2011. The twentieth century reanalysis project. - Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 137, № 654, pp. 1–28. DOI: 10.1002/qj.776

Cook N.J. 1985. The Designer's Guide to wind loading of building structures. Part 1: Background, damage survey, wind data and structural classification. — London, Building Research Establishment, Garston and Butterworths, 371 p.

Fisher R. A., Tippett L. H. C. 1928. Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. — Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, Cambridge University Press, vol. 24, №2, pp. 180–190.

Gnedenko B. 1943. Sur la distribution limite du terme maximum d'une serie aleatoire. — Annals of mathematics, pp. 423–453.

Gusella V. 1991. Estimation of extreme winds from short-term records. — Journal of Structural Engineering, 1991, vol. 117, №2, pp. 375–390.

Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. 2014. Evaluation of Seven Different Atmospheric Reanalysis Products in the Arctic. — Journal of Climate, vol. 27, №7, pp. 2588–2606.

Palutikof J.P., Brabson B.B., Lister D.H. and Adcock S.T. 1999. A review of methods to calculate extreme wind speeds. — Meteorological applications, vol. 6, №2, pp. 119–132.

Sornette D.2009. Dragon-Kings, Black Swans and the prediction of crises. — International Journal of Terraspace Science and Engineering, №2 (1), pp. 1–18.

Taleb N.N. 2010. The black swan: The impact of the highly improbable fragility. New York, Random House, 300 p.

Taylor K.E., Stouffer R.J. and Meehl G.A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. — Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 93, №4, pp. 485–498.

Yin J.H., G.W. Branstator. 2007. Extremes in global climate models. — Extreme Events, Proceedings «Aha Huliko» a Hawaiian Winter Workshop, of Hawaii at Manoa, January 23–26, 2007, pp. 67–72.

РОЛЬ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ЛЕСОВ И НОВЫХ ЛЕСОПОСАДОК В СНИЖЕНИИ КОНЦЕНТРАЦИИ CO_2 В АТМОСФЕРЕ

А.Г. Рябошапко[1)], А.П. Ревокатова[1)]

[1)] Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН,
РФ, 107258, г. Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, agryaboshapko@mail.ru

Резюме. Эксперты Рамочной Конвенции ООН об изменении климата считают, что восстановление ранее сведенных лесов и разведение новых является эффективным методом удаления избытка CO_2 из атмосферы. В данной работе рассмотрен процесс поглощения CO_2 вновь посаженным лесом в совокупности с обратным процессом ре-эмиссии CO_2 за счет разложения отмершей фитомассы. Время круговорота углерода в лесной экосистеме умеренной и бореальной зон принято равным 50 годам. Предположено, что посадка леса произойдет в 2030 году единовременно на площади 8,4 х$\cdot 10^5$ км^2 в умеренной и бореальной зонах Северного полушария. Оценки показали, что через два-три десятка лет нетто-поглощение CO_2 достигнет примерно 2 Гт/год, после чего будет снижаться практически до нуля к концу 23-его века. Кумулятивно к концу текущего века метод позволит удалить из атмосферы около 100 Гт CO_2. При сценарии роста концентрации CO_2 в атмосфере RCP8.5 (“Business As Usual”) эта величина составит лишь 4% от требуемого количества для сохранения глобальной температуры на уровне +2ºС над доиндустриальным значением.

Ключевые слова. Поглощение CO_2, лесопосадки, восстановление лесов, ре-эмиссия, кумулятивное поглощение.

ROLE OF REFORESTATION AND AFFORESTATION IN REDUCING ATMOSPHERIC CO_2 CONCENTRATION

A.G. Ryaboshapko[1)], A.P. Revokatova[1)]

[1)] Institute of Global Climate and Ecology,
Glebovskaya str., 20B, 107258, Moscow, Russia, agryaboshapko@mail.ru

Summary. Experts of UN Framework Convention on Climate Change suppose that reforestation and afforestation are effective methods for removal of excess of CO_2 from the atmosphere. In this paper, the process of removing CO_2 by newly planted forest is considered in conjunction with reverse process of CO_2 re-emission due to decomposition of died-off phytomass. Fifty years is adopted as a turn-over time of carbon in forest ecosystems of temperate and boreal zones. It is assumed that forests will be planted over area of 8.4$\cdot$x 10^5 km^2 in temperate and boreal zones of the Northern Hemisphere as a single-stage operation in 2030. Calculations showed that in two to three decades the net-absorption of CO_2 will reach approximately 2 Gt/yr and will decrease thereafter practically to zero by the end of the 23rd century. The reforestation/afforestation methods can ensure cumulative CO_2 removal of about 100 Gt by the end of this century. If atmospheric CO_2 concentration increases in accordance with RCP8.5 (“Business As Usual”) scenario, this

value will make up only 4% of those needed for global temperature stabilization at +2°C above the pre-industrial level.

Keywords. CO_2 removal, afforestation, reforestation, re-emission, cumulative capture.

Введение

Значительная доля органического углерода в глобальном углеродном цикле представлена лесными экосистемами. Оценки различных авторов показывают, что удельное содержание углерода в древостое варьирует в пределах от 50 до 120 т С/га (Исаев и др., 1993; Чураков и др., 2012; Olson et al, 1983 (цит. по Исаев и др., 1993)). Суммарно, с учетом содержания органического углерода в лесном опаде и в лесных почвах эта величина может достигать 500 т С/га. С начала индустриальной революции площадь лесов заметно сократилась, в первую очередь, за счет расширения площади сельскохозяйственных земель. Учитывая значительную углеродную емкость лесных экосистем, возникла идея восстановления лесов и организации новых лесопосадок в качестве меры борьбы с накоплением CO_2 в атмосфере (NAS, 1992). Некоторые эксперты считают, что восстановление ранее вырубленных лесов и дополнительные лесопосадки являются одним из наиболее эффективных методов смягчения последствий изменения климата (Malmsheimer et al., 2008). Существуют исследования, в которых показано, что усвоение углерода за счет облесения окажет тот же эффект на температуру Земли, как и сокращение выбросов в атмосферу того же количества углерода (Kirschbaum, 2003).

Данный вариант удаления CO_2 из атмосферы имеет то существенное ограничение, что он действует лишь на относительно коротком участке временной шкалы, когда поглощение CO_2 из атмосферы вновь посаженным лесом существенно превышает обратный поток ре-эмиссии, обусловленный разложением отмершей фитомассы. Заметим, что распространенное мнение о том, что леса России поглощают из атмосферы существенную долю антропогенного CO_2, не учитывает того, что наряду с поглощением идет одновременный процесс ре-эмиссии. Без долговременного захоронения древесины (или продуктов ее переработки) положительный эффект метода сохраняется непродолжительное время (Russell et al., 2012). Относительное постоянство темпа поглощения CO_2 при ведении управляемого лесного хозяйства может быть обеспечено лишь регулярным удалением из лесной экосистемы отмерших древесных остатков и деревьев, прошедших стадию спелости (Ning Zeng et al., 2013). Важнейшим условием при этом является обеспечение долговременного хранения удаленного материала. Подобная схема представляется нереалистичной. Возможно, однако, использование растительных остатков для производства энергии с улавливанием CO_2 из дымовых газов или для производства древесного угля. Последний вариант предусматривает захоронение размолотого древесного угля в культивируемых почвах (Рябошапко, Ревокатова, 2015). Следует помнить, что любое изъятие сельскохозяйственных земель под лесопосадки нахо-

дится в конфронтации с задачей обеспечения продуктами питания растущего населения Земли.

Следует заметить, что изменение концентрации CO_2 в атмосфере при сведении лесов и при лесопосадках может быть не единственным климатообразующим фактором. Влияние на климат может реализоваться за счет увеличения транспирации и изменения альбедо поверхности. Модельные расчеты дают противоречивые результаты — лесопосадки могут как снизить, так и увеличить приземную температуру. Так, в работе (Swann et al., 2010) утверждается, что лесопосадки в бореальной зоне могут привести к росту приземной температуры. Однако большинство экспертов рассматривают дополнительные лесопосадки как способ удаления CO_2 из атмосферы с целью снижения парникового эффекта (IPCC, 2014; NAS, 2015). Поскольку лесопосадки достаточно дешевы и могут быть осуществлены в короткие сроки, важным достоинством такого подхода считается выигрыш времени для развития безуглеродной энергетики.

Целью настоящей работы является определение динамики поглощения CO_2 вновь посаженным лесом и оценка величины кумулятивного удаления CO_2 из атмосферы в долгосрочной перспективе, т.е. в течение XXI–XXIII веков. Заметим, что в работах по данной теме авторы часто ограничиваются рассмотрением ситуации на относительно коротких временных интервалах, как правило – до 2050 года (Замолодчиков, Грабовский, 2014; Романовская, Федеричи, 2015). По нашему мнению, следует рассматривать временную шкалу, соизмеримую со временем жизни типичного дерева и временем существования его разлагающихся остатков. Для климатических прогнозов важны значения кумулятивного накопления CO_2 за длительный период, т.е. того количества CO_2, которое удалено из атмосферы и законсервировано во вновь созданной лесной экосистеме. Оценки того, как могут измениться собственно климатические характеристики Земли в результате лесопосадок выходят за рамки данной работы.

Разведение лесов с целью удаления CO_2 из атмосферы

На первом этапе жизненного цикла растение является поглотителем CO_2, за счет которого происходит прирост массы, другими словами, консервирование атмосферного CO_2 в виде фитомассы. Наиболее интенсивно этот процесс идет в молодых насаждениях с возрастом около 35 лет (Кудрявцев, 2002; NAS, 2015). По мере достижения зрелости древостоев интенсивность прироста и, соответственно, поглощения CO_2 падает. При опаде или отмирании растения органический материал начинает разлагаться с выделением CO_2 в атмосферу. Однако в долгосрочной перспективе лесная экосистема находится в динамическом равновесии по отношению к атмосферному CO_2 (Russell et al., 2012; NAS, 2015), при этом входящий и выходящий потоки для равновесной лесной экосистемы остаются на высоком уровне (Замолодчиков, 2011).

Процесс роста растения и процесс разложения могут занимать заметное время, в течение которого определенное количество CO_2 будет изъято из атмосферы и временно законсервировано в виде древесины, корней, почвенного углерода. Детальная информация о характере прироста фитомассы различных видов

растений лесов Евразии приведена в работе (Швиденко и др., 2006). Исаев и др. (1993) обобщили данные о состоянии лесов России на конец XX века и показали, что запас углерода в фитомассе лесов России составляет около $3{,}9 \times *10^{10}$ т, а темп депонирования углерода из атмосферы оценен величиной $1{,}84 \times 10^8$ т/год. Если принять, что основная доля лесов России находится в состоянии динамического равновесия относительно входящих и выходящих потоков углерода, среднее время жизни углерода в совокупной лесной экосистеме составит $3{,}9 \times 10^{10} / 1{,}84 \times 10^8 \approx 210$ лет. Эта величина близка к оценке, приведенной в работе (Carvalhais et al., 2014) для северных лесов (255 лет).

Можно утверждать, что на территории развивающихся стран в ближайшие 1-2 десятилетия процесс разведения и восстановления лесов вообще нереален — здесь продолжается процесс сведения существующих лесов. В работе (Raupach et al., 2007) указывается, что только в тропиках за счет вырубки леса в атмосферу поступает 5,5 ГтCO_2/год, что составляет более 15% суммарного антропогенного выброса. Доклад Национальной академии наук США (NAS, 2015) отмечает, что эмиссия CO_2 в атмосферу за счет землепользования с 1750 года составила около 660 ГтCO_2. Эту величину можно рассматривать как предельно возможную оценку поглощения CO_2 при восстановлении ранее уничтоженных лесов. Реально величина поглощения должна быть существенно меньше, поскольку территории, ранее занятые лесами, необратимо переведены в категорию сельскохозяйственных земель.

При использовании всех существующих резервов США могли бы выделить под разведение лесов максимум 0,3 млн. кв. км или 3% своей площади (NAS, 1992). Примем в качестве максимально возможной оценки, что США, Канада и страны Европы (включая европейскую Россию) единовременно произведут лесопосадки на 3% площади своих территорий (~840 тыс. кв. км). При ежегодном приросте фитомассы леса порядка 100 т С/км^2/год (Исаев и др., 1993; Кудрявцев, 2002) начавшийся процесс консервации CO_2 будет на первых порах изымать из атмосферы около 0,3 Гт CO_2/год. Это менее одного процента от ежегодной мировой антропогенной эмиссии CO_2. Более высокие значения оценки могут быть получены при использовании данных работы (NAS, 2015), где темп нетто поглощения оценен диапазоном 150–450 т CO_2/км^2/год для бореальных лесов и 550–1600 CO_2/км^2/год для лесов умеренной зоны.

Данные литературы о темпе поглощения CO_2 вновь посаженными лесами и о кумулятивном потенциале данного метода удаления CO_2 из атмосферы перечислены в таблице. В ней также представлены характерные времена жизни углерода в лесной фитомассе. Заметим, что оценки темпа удаления CO_2, показанные в таблице, заметно выше приведенной ранее оценки на основании данных лишь для бореальных лесов. Это представляется естественным, поскольку для бореальных лесов характерен выраженный сезонный ход скорости разложения отмершей фитомассы. Базируясь на данных таблицы в качестве максимально возможной оценки принимаем, что темп поглощения CO_2 при разведении и восстановлении лесов может достичь 3 Гт CO_2/год.

Таблица 1 — Потенциальные возможности удаления CO_2 из атмосферы путем разведения лесов и время удержания углерода в растительной массе

Ссылка	Возможный темп удаления CO_2, $ГтCO_2$/год	Кумулятивный потенциал, $ГтCO_2$ до 2300 г.	Время жизни углерода в лесной экосистеме, лет
На основе (Исаев и др., 1993)			210 (для лесов России)
Филипчук, 2003			80–120
Van Vuuren et al., 2013	От 0 до 4		
McLaren, 2012	1,5–3		
Meadowcroft, 2013	5,5 (к 2050 г.)	1100	
Smith, Torn, 2013	3,7	185	50
Canadell, Raupach, 2008	2,9–5,1	290–510	десятилетия
Sitch et al., 2005	1,8	175	
Russell et al., 2012			100
Raupach et al., 2007	1,5–2,9		
IPCC, 2012		550–730	
Lenton, Vaughan, 2009		290 (к 2035 году)	
		320 (к 2050 году)	
		345 (к 2060 году)	
		670 (к 3000 году)	
Carvalhais et al., 2014			в тропиках — 15
			в высоких широтах — 255
			глобально среднее — 23
Brown et al., 1996 (цит. по NAS, 2015)	4–6(*)		
NAS, 2015		660(*)	
Nilsson, Schopfhauser, 1995 (цит . по NAS, 2015)		380(*)	

*) максимально возможный физический потенциал на глобальном уровне

Время жизни углерода в биомассе леса обычно относят ко времени разложения собственно древесины, не учитывая того факта, что за время жизни дерева опад хвои, листьев и веток составляет существенную долю лесной биомассы. Скорость разложения лесного опада существенно выше, чем самой древесины, и находится в пределах 1–3 года. Так время жизни отмершей хвои Замолодчиков (Замолодчиков, 2011) оценил в 4–6 лет. При обычном гниении биомассы в почвах через 5–10 лет остается 10–20% исходного углерода. По данным работы (Lehmann et al., 2006) время жизни биоматериала в почвах

умеренных широт составляет около 1,5 лет, при этом лишь сравнительно небольшая масса опада преобразуется в гумус почвы (Замолодчиков, 2011).

Последние литературные данные показывают, что время круговорота углерода в лесных экосистемах может быть существенно короче ранее принятых значений (Carvalhais et al., 2014). По данным этих авторов время круговорота углерода в тропических лесах составляет всего 15 лет. Однако, если процесс восстановления лесов начнется, то это произойдет, скорее всего, в развитых странах Северного полушария, где время жизни углерода в лесных экосистемах продолжительнее, чем в тропиках. Исходя из сказанного, принимаем, что среднее время жизни отмершей биомассы в экосистемах новых лесопосадок составляет 50 лет (Smith, Torn, 2013; Canadell, Raupach, 2008). Выбор этой величины учитывает то, что в расчет принимаются леса умеренной и бореальной зон, быстрое разложение опада и быстрый круговорот углерода в почвах.

Методология оценки

Будет разумным принять, что преобладание лесопосадок над вырубкой произойдет не ранее 2030 г. Посадка леса относится к достаточно дешёвым и хорошо освоенным технологиям. На основании данных работы (Швиденко и др., 2006) динамика изменения темпа поглощения CO_2 вновь созданных посадок соснового леса в возрасте от 0 до 180 лет может быть описана степенным выражением типа:

$$S(\theta_i) = (c \cdot \theta^a \cdot (180 - \theta)^b) \cdot d \qquad (1)$$

где $a = 0{,}559$, $b = 2{,}576$, $c = 1{,}086 \times 10^{-6}$, $d = 1.0205$, θ – возраст посадок, S_i – ежегодное поглощение CO_2 посадками в i-ом году ($ГтCO_2$/год). Характер изменения темпа поглощения CO_2 вновь посаженным сосновым лесом иллюстрируется рис. 1, демонстрирующим удовлетворительное согласие экспериментальной кривой (синяя) с кривой аппроксимации (красная). Сосна здесь выбрана как одна из наиболее распространенных древесных пород бореальной зоны Северного полушария (бонитет III). Как следует из рис. 1, максимальный темп поглощения CO_2 посадками сосны достигается в возрасте 32 лет.

Далее следует учесть, что одновременно с изменением темпа поглощения будет протекать процесс разложения отмершей древесины и опада с выделением (ре-эмиссией) CO_2 обратно в атмосферу со временем круговорота $\tau = 50$ лет. В предположении наличия пропорциональности величины потока ре-эмиссии массе разлагающегося материала коэффициент пропорциональности составит $K = 1/\tau = 1/50 = 0{,}02$ год$^{-1}$.

По мере гибели, по тем или иным причинам части посаженных деревьев, они будут замещаться деревьями второго и последующих поколений. На основании этого допускаем, что лесная экосистема при возрасте более 32 лет (на этапе стабилизации) в целом сохраняет устойчивость, т.е. темп поглощения CO_2 будет оставаться на максимально достигнутом уровне с учетом действия процессов ре-эмиссии.

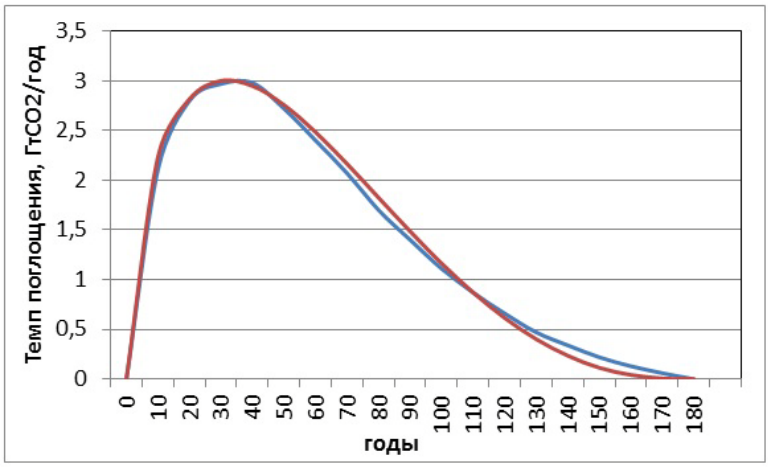


Рисунок 1 — Экспериментальная кривая, описывающая возрастную зависимость темпа поглощения CO_2 сосновыми посадками (синий цвет) (Швиденко и др., 2006) и ее математическая аппроксимация (красный цвет).

Величина кумулятивного поглощения на каждом последующем расчетном шаге ($CS_{(i+1)}$) вычисляется путем добавления к текущему значению (CS_i) величины текущего ежегодного поглощения (S_i) за вычетом ре-эмиссии из резервуара депонирования:

$$CS_{(i+1)} = CS_i + S_i - (CS_i + S_i) * K. \quad (2)$$

На этапе стабилизации величины текущего поглощения меняется лишь темп ре-эмиссии, а член $S_{(i)}$ в выражении (2) становится постоянным и равным S_{max}:

$$CS_{(i+1)} = CS_i + S_{max} - (CS_i + S_{max}) * K. \quad (3)$$

Нетто-поток CO_2 из атмосферы в резервуар депонирования находится на каждом расчетном шаге как разница между $CS_{(i+1)}$ и CS_i.

На всех стадиях существования вновь образованной лесной экосистемы будет идти процесс разложения отмершей фитомассы с ре-эмиссией CO_2 в атмосферу с темпом, пропорциональным количеству разлагающегося материала в экосистеме. Таким образом, нетто-поток CO_2 из атмосферы равен разнице между величиной поглощения и величиной ре-эмиссии.

Результаты модельных оценок

Поток поглощения достигает максимальной величины (в соответствии с формулой 1) через 32 года и остается постоянным до конца расчетного периода. Сценарий использования новых лесопосадок для обеспечения нетто-поглощения CO_2 из атмосферы представлен графически на рис. 2. В силу того, что поток ре-эмиссии начинает проявляться сразу после посадки леса, нетто-поток достигает максимума к середине текущего века и составляет лишь ~2.1

ГтCO$_2$/год (рис. 2, кривая а)). После достижения максимума растет поток реэмиссии и нетто-поток поглощения CO$_2$ лесом начинает быстро снижаться до практически нулевой величины к 2300 году.

Как следует из рис. 2 (кривая б)), величина кумулятивного накопления углерода (в виде CO$_2$) на первом этапе быстро растет, а затем постепенно ее рост замедляется, и величина кумулятивного поглощения становится практически постоянной в течение 23-его века. Предельный потенциал рассматриваемого метода удаления CO$_2$ из атмосферы составляет менее 140 ГтCO$_2$. Основная доля кумулятивного выведения приходится на текущий век — к 2100 году метод позволяет удалить из атмосферы около 100 ГтCO$_2$ или 75% от максимального потенциала.

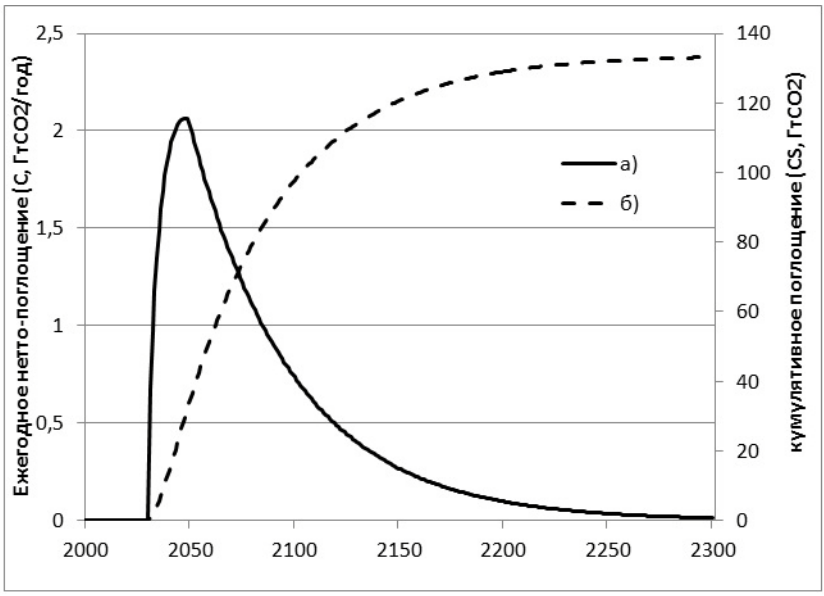


Рисунок 2 — Изменение во времени нетто-потока CO$_2$ (а) и кумулятивного поглощения CO$_2$ из атмосферы (б) за счет поглощения высаженным лесом.

Для стабилизации температуры на предельно допустимом уровне (+2°C над доиндустриальным значением (EU Climate Change Expert Group, 2008) при неблагоприятном сценарии роста концентрации CO$_2$ в атмосфере (сценарий МГЭИК RCP8.5) из атмосферы следует удалить к 2100 году около 2500 ГтCO$_2$ (IPCC, 2013; Рябошапко, Ревокатова, 2015). Таким образом, при росте концентрации CO$_2$ по сценарию RCP8.5 метод лесопосадок способен обеспечить удаление из атмосферы лишь 4% необходимого количества CO$_2$.

При постановке более амбициозной задачи — вернуть концентрацию CO$_2$ к уровню 2000 года (369 ppmv) — оказывается, что даже при «благополучном» сценарии RCP4.5 лесопосадки к 2300 году могут обеспечить удаление из атмосферы не более 10% требуемого количества CO$_2$. При наиболее агрессивном сценарии RCP8.5 за пределами 21-ого века метод практически

полностью теряет потенциал удаления CO_2 из атмосферы (примерно 1% от требуемого количества). Таким образом, отвечая на вопрос М. Киршбаума (Kirschbaum, 2003) «Могут ли деревья дать выигрыш во времени», можно заключить, что лесопосадки могут дать незначительный климатический эффект в течение относительно короткого промежутка времени (первые десятки лет).

Заключение

Предложен алгоритм расчета кумулятивного поглощения CO_2 при разведении новых или восстановления ранее уничтоженных лесов, учитывающий как поглощение CO_2 из воздуха вновь созданной лесной экосистемой, так и реэмиссию CO_2 обратно в атмосферу за счет разложения отмершей фитомассы. Предположено, что посадка леса произойдет в 2030 году единовременно на площади $8{,}4 \times 10^5$ км^2 в умеренной и бореальной зонах стран Северного полушария. Через три десятка лет после лесопосадки нетто-поглощение CO_2 достигнет примерно 2 Гт/год, после чего будет снижаться практически до нуля к концу 23-его века. Кумулятивно к концу текущего века метод позволит удалить из атмосферы около 100 ГтCO_2.

На основании результатов выполненных расчетов можно сделать заключение о том, что метод удаления CO_2 из атмосферы путем создания новых лесопосадок может быть эффективным в течение лишь относительно короткого времени, исчисляемого первыми десятками лет. При прогнозируемом сценарии роста концентрации CO_2 в атмосфере (МГЭИК RCP8.5) величина 100 ГтCO_2 составит лишь 4% от требуемого количества для сохранения глобальной температуры на уровне +2°C к доиндустриальному значению. С учетом того, что оценки основаны на предельно высоких входных параметрах, можно заключить, что посадка лесов не сможет обеспечить решения проблемы глобального потепления.

Благодарности.

Авторы признательны Р.Т. Карабаню, М.Л. Гитарскому и Д.А. Северову за ценные советы.

Список литературы

Замолодчиков Д.Г. 2011. Системы оценки и прогноз запасов углерода в лесных экосистемах. — Устойчивое Лесопользование, №4 (29), с. 15–22.

Замолодчиков, Д.Г., ГрабовскийВ.И., 2014. Прогнозные оценки лесных стоков на период до 2050 года и вклад лесного сектора в обязательства Российской Федерации по новому климатическому соглашению. — Бюллетень «Использование и охрана природных ресурсов в России», № 3, стр. 23-27 и № 4, стр. 31–34.

Исаев А.С., Коровин Г.Н., Уткин А.И., Пряжников А.А., Замолодчиков Д.Г. 1993. Оценка запасов и годичного депонирования углерода в фитомассе лесных экосистем России. — Лесоведение, № 5, с. 3–10.

Кудрявцев В.А. 2002. Динамика фитомассы и углерода в лесокультурценозах ельников кисличных Тверской области. — Электронная библиотека диссертаций DisserCat, 137 с.

Романовская А.А., Федеричи С., 2015. Квота на выбросы и роль лесного сектора в национальных обязательствах Российской Федерации в новом климатическом соглашении. — Труды Санкт-Петербургского научно-исследовательского института лесного хозяйства. СПб.: СПбНИИЛХ, 2015. Вып. 1. — Издательство, стр. 20–38.

Рябошапко А.Г., Ревокатова А.П., 2015. Потенциальная роль «негативной эмиссии» CO_2 в решении климатической проблемы. — Метеорология и Гидрология, принята к печати в 2015 г (№ VII).

Филипчук А.Н. 2003. Справочник лесничего. 7-е издание (перераб. и доп.). — М., Издательство ВНИИЛМ, 640 с.

Чураков Б.П., Парамонова Т.А., Митрофанова Н.А., Загидуллина Л.И., Зырянова У.П., 2012. Распределение запасов древесины и депонированного углерода в фитомассе сосновых лесов в связи поражением их сосновой губкой. — Лесные Ресурсы. Известия Самарского научного центра РАН, том 14, № 1(8), стр. 2021–2023.

Швиденко А.З., Щепащенко Д.Г.,Нильссон С.,Булуй Ю.И. 2006. Таблицы и модели хода роста и продуктивности насаждений основных лесообразующих пород Северной Евразии. — М.: Федеральное агентство лесного хозяйства, 803 с.

Canadell J.P., Raupach M.R. 2008. Managing Forests for Climate Change Mitigation. — Science, Vol. 320, no. 5882, pp. 1456–1457. DOI: 10.1126/science.1155458

Carvalhais N., Forkel M., Khomik M., Bellarby J, Jung M., Migliavacca M., Mu M., Saatchi S., Santoro M., Thurner M., Weber., Ahrens B., Beer C., Cescatti A., Randerson J.T., Reichstein M. 2014. Global covariation of carbon turnover times with climate in terrestrial ecosystems. — Nature, doi:10.1038/nature13731

EU Climate Change Expert Group, 2008. The 2 Degree Celsius Target: Information Reference Document: Background on Impacts, Emission Pathways, Mitigation Options and Costs. -http://ec.europa.eu/clima/policies/international/docs/brochure_2c.pdf

IPCC, 2012. IPCC Expert Meeting on Geoengineering. Meeting Report, Peru, Lima, 20-22 June 2011, ISBN 978-92-9169-136-4

IPCC, 2013. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of WG 1 to the AR5 of the IPCC. Stocker T.F. et al. (eds). — Cambridge Uni-

versity Press, Cambridge, UK and NY, USA, 1535 pp.

IPCC, 2014: Climate Change 2014: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Edenhofer, O., R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, E. Farahani, S. Kadner, K. Seyboth, A. Adler, I. Baum, S. Brunner, P. Eickemeier, B. Kriemann, J. Savolainen, S. Schlцmer, C. von Stechow, T. Zwickel and J.C. Minx (eds.)]. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Kirschbaum M. U. F., 2003. "Can trees buy time. An assessment of the role of vegetation sinks as part of the global carbon cycle". — Climatic Change, v. 58, pp. 47–71.

Lehmann J., Gaunt J.,Rondon M. 2006. Bio-char sequestration in terrestrial ecosystems — a review. — Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change, vol. 11, pp. 403–427.

Lenton T.M., Vaughan N.E. 2009.The radiative forcing potential of different climate geoengineering options. — Atmospheric Chemistry and Physics, Vol. 9, pp. 5539–5561.

Malmsheimer R.W., Heffernan P., Brink S., Grandall D., Deneke F., Galik C., Gee E., Helms J.A., McClure N., Mortimer M., Ruddell S., Smith M., Steward J., 2008. Forest management solutions for mitigating climate change in the United States. — Journal of Forestry, V. 106, No. 3, pp. 115-173.

McLaren D. 2012. A comparative global assessment of potential negative emissions technologies. — Process Safety and Environmental Protection, Vol. 90, pp. 489-500

Meadowcroft J. 2013. Exploring negative territory carbon dioxide removal and climate policy initiatives. — Climatic Change, Vol. 118, p. 137-149. DOI 10.1007/s10584-012-0684-1

NAS, 1992. US National Academy of Science. Policy Implications of Greenhouse Warming: Mitigation, Adaptation, and the Science Base. — Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming. National Academies Press, Washington, DC, 994 p.

NAS, 2015. Climate intervention: Carbon Dioxide Removal and Reliable Sequestration. — National Research Council of US National Academy of Science, The National Academic Press, Washington, D.C., 126 p.

Ning Zeng, King A.W., Zaitchik B., Wullschleger S.D., Gregg J., Shaoqiang Wang, Kirk-Davidoff D. 2013. Carbon sequestration via woodharvest and storage: An assessment of its harvest potential. — Climatic Change, DOI 10.1007/s10584-012-0624-0

Raupach M.R., Marland G., Ciais P., Le Quéré C., Canadell J.G., Klepper G., Field C.B. 2007. Global and regional drivers of accelerating global CO_2 emissions. — Proceedings of the National Academy of Sciences 104, 10288–

10293.

Russell L.M., Rasch P.J., Mace G.M., Jackson R.B., Shepherd J., Liss P., Leinen M., Schimel D., Vaughan N.E., Janetos A.C., Boyd P.W., Norby R.J., Caldeira C., Merikanto J., Artaxo P., Melillo J., Morgan M.G. 2012. Ecosystem impacts of geoengineering: a review for developing a science plan. - AMBIO, 41 (4): 350–369.

Sitch S., Brovkin V., von Bloh W., van Vuuren D., Eickhout B., Ganopolski A.2005. Impacts of future land cover changes on atmospheric CO_2 and climate. Global Biogeochemical Cycles, 19, GB2013.doi:10.1029/2004GB002311

Smith L.J., Torn M.S., 2013. Ecological limits to terrestrial biological carbon dioxide removal. — Climatic Change, Vol. 118, pp. 89-103. DOI 10.1007/s10584-012-0682-3

Swann A.L., Fung I.Y., Levis S., Bonan G.B., Dodey S.C., 2010. Changes in Arctic vegetation amplify high-latitude warming through the greenhouse effect. — PNAS, v. 107, No. 4, pp. 1295–1300.

Van Vuuren D.P., Deetman S., Van Vliet J., Van den Berg M., Van Ruijven B.J., Koelbl B. 2013. The role of negative CO_2 emissions for reaching 2C - insights from integrated assessment modeling. — Climatic Change, 118: 15-27, DOI 10.1007/s10584-012-0680-5

УДК 551.583: 551.590

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ: РОЛЬ ФАКТОРА ОБЛАЧНОСТИ

Н. С. Сидоренков[1)]

[1)] Гидрометцентр России

Россия, 123242, г. Москва, Б. Предтеченский пер., д. 11-13, sidorenkov@mecom.ru

Резюме. Облачность является существенным фактором изменчивости температуры в приповерхностном слое. Количественные данные об облачности, измеренной с помощью продолжительности солнечного сияния, указывают на связи количества облачности с температурой в приповерхностном слое и ее суточным размахом. Факторы изменчивости облачности (внутренние, земные и внешние, неземные) недостаточно изучены, требуют дальнейшего исследования.

Ключевые слова. Облачность, приземная температура, факторы изменчивости.

LONG-TERM OSCILLATIONS IN SURFACE TEMPERATURE: ROLE OF CLOUDINESS FACTOR

N. S. Sidorenkov[1)]

[1)]Hydrometeorological Center of Russia

Predtechensky lane, 11-13, 123242 Moscow, sidorenkov@mecom.ru

Summary. Cloudiness is a significant factor of temperature variability in the surface layer. Quantitative data on cloudiness measured through the sunshine duration show a relationship between the cloud amount and temperature in the surface layer as well as a relationship with its diurnal amplitude. Factors of cloudiness variability (internal, i.e. earth system determined, and extraterrestrial) are insufficiently known and need further investigation.

Keywords. Cloudiness, surface temperature, variability factors.

Введение

Современные наблюдаемые изменения температуры в приповерхностном слое есть результат наложения антропогенных и естественных факторов ее изменчивости. Среди естественных факторов заметную роль играет облачность. Изменения облачности влияют как на долю потока солнечного излучения, достигающего земной поверхности, так и на поглощение и пропускание восходящего потока инфракрасного излучения от земной поверхности и атмосферных слоев. Меняющийся под воздействием колебаний облачности радиационный баланс на земной поверхности приводит к определенным изменениям температурного режима в приповерхностном слое. Эта связь довольно сложна, неоднозначна. Обсуждение ее некоторых особенностей как на концептуальном уровне, так и с опорой на данные метеорологических наблюдений, является целью данной статьи. Кроме того, предполагается обсудить и

возможные причины изменчивости собственно облачности, внешние по отношению к земной системе. На этот предмет пока нет единой точки зрения среди исследователей.

Общие представления о влиянии облачности на температурный режим приповерхностного слоя

Ниже рассматриваются области географического пространства регионального масштаба (тысячи километров), для которых сезонный термический режим в приповерхностном слое определяется в основном за счет радиационных факторов. Для простоты изложения не будет делаться различия между температурой земной поверхности и температурой воздуха в приповерхностном слое атмосферы на высоте метеорологических наблюдений. Поскольку речь везде идет об аномалиях температуры, то такое упрощение приемлемо.

При ясной погоде днем земная поверхность разогревается солнечной радиацией, а ночью выхолаживается за счет инфракрасного излучения. Летом день длится существенно дольше ночи, максимальна и полуденная высота Солнца над горизонтом. Поэтому летом при ясной погоде земная поверхность ото дня ко дню усиленно разогревается за счет повышенного (по сравнению с климатической нормой) суточного радиационного баланса. В итоге при таком типе погоды наблюдаются положительные аномалии температуры относительно климатической нормы. Зимой день короткий, ночь продолжительна, полуденная высота Солнца над горизонтом минимальна. Поэтому зимой при ясной погоде земная поверхность ото дня ко дню усиленно выхолаживается из-за пониженного (по сравнению с климатической нормой) суточного радиационного баланса. В итоге при таком типе погоды наблюдаются отрицательные аномалии температуры относительно климатической нормы. Следовательно, при отрицательной аномалии облачности в течение всего года лето в приповерхностном слое должно быть жарким, а зима — холодной.

При положительной аномалии облачности, напротив, значительно уменьшается поступление солнечной радиации днем, но зато ночью существенно сокращаются потери тепла с потоком инфракрасного излучения. Поэтому при облачной погоде следует ожидать обратный эффект: летом преобладают отрицательные аномалии температуры, а зимой — положительные. Таким образом, при положительной аномалии облачности в течение всего года лето должно быть скорее прохладным, а зима — теплой.

Реальность изложенного выше механизма влияния облачности на температуру проверялась в работах (Сидоренков и др., 2012б, 2013).

Результаты наблюдений

Облачность

С помощью сотрудников Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации — Мирового центра данных Росгидромета (ВНИИГМИ — МЦД) А. И. Неушкина и Б. Г. Шерстюкова и

сотрудников метеорологической обсерватории Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (МГУ) А. А. Исаева и Е. В. Горбаренко мы получили ряды срочных наблюдений количества общей облачности в баллах по следующим метеостанциям: имени С. И. Небольсина, Тимирязевской сельскохозяйственной академии (ТСХА), Всероссийского выставочного центра (ВВЦ) и МГУ. С 1936 по 1965 г. наблюдения проводились четыре раза в сутки через каждые 6 часов. С 1966 по 2010 г. наблюдения велись через каждые 3 часа 8 раз в сутки. Обобщив эти данные, мы построили непрерывный ряд срочных наблюдений количества общей облачности в баллах в Москве с 1936 по 2010 г. Далее, усреднением срочных величин был получен непрерывный ряд среднесуточных значений количества общей облачности за каждые сутки с 1936 г. по 2010 г. (Сидоренков и др., 2012б).

Количество облачности в заданной местности имеет ярко выраженный годовой ход, обусловленный изменением притока солнечной радиации из-за обращения Земли вокруг Солнца. Мы сосредоточимся на низкочастотных колебаниях и поэтому приведем только график скользящих средних за пять лет величин среднесуточного балла облачности (рис. 1). На рис. 1 видно, что в общей облачности до 1963 г. и с 1980 по 1993 г. наблюдались положительные отклонения от долговременного линейного тренда, а в периоды с 1963 по 1979 г. и с 1994 по 1999 г. отрицательные отклонения. Природа этих циклических отклонений нуждается в дальнейшем изучении.

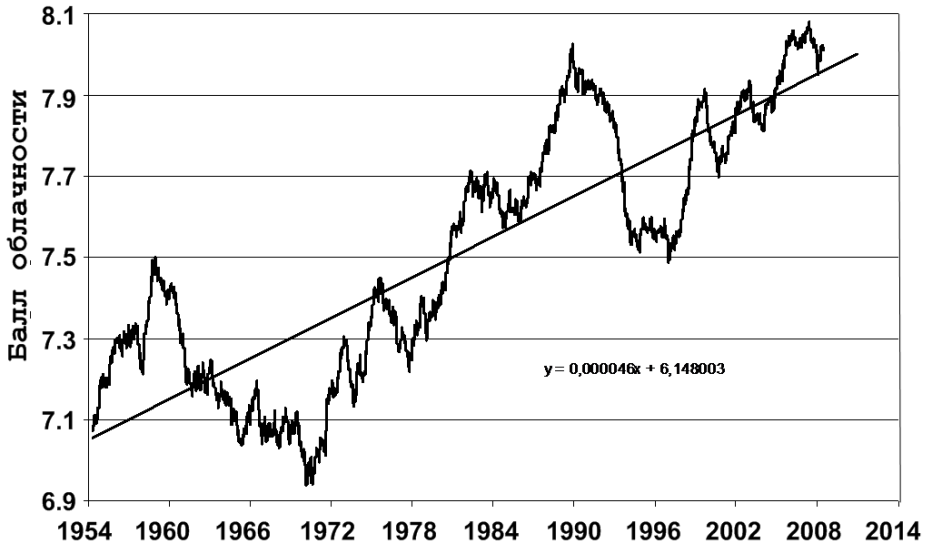


Рисунок 1 — Скользящие пятилетние средние величины среднесуточного количества общей облачности в баллах в Москве и линейный тренд.

Наблюдения за продолжительностью солнечного сияния

Балл облачности определяется наблюдателем визуально, и поэтому этот показатель носит субъективный характер. Более объективную характеристику

количества облачности дает продолжительность солнечного сияния (ПСС), измеряемая по записям специальных приборов — гелиографов. С помощью сотрудников метеорологической обсерватории МГУ и ВНИИГМИ МЦД, путем обобщения рядов наблюдений метеостанций ТСХА, ВДНХ, ВВЦ и МГУ, мы построили непрерывный ряд ПСС за каждые сутки в Москве с 1955 по 2011 г.

Ю. П. Переведенцев подготовил ряд ПСС для Казани (метеостанция с координатами 55º47' с. ш. и 49º08' в. д., расположенная на высоте 96,47 м над уровнем моря) с 1966 по 2010 г. с суточным разрешением (Сидоренков и др., 2013).

Продолжительность солнечного сияния, как и балл облачности, имеет ярко выраженный годовой ход. Чтобы отфильтровать его мы вычислили скользящие среднегодовые значения суточной ПСС (с суточной дискретностью) для Москвы и Казани. Результаты представлены на рис. 2.

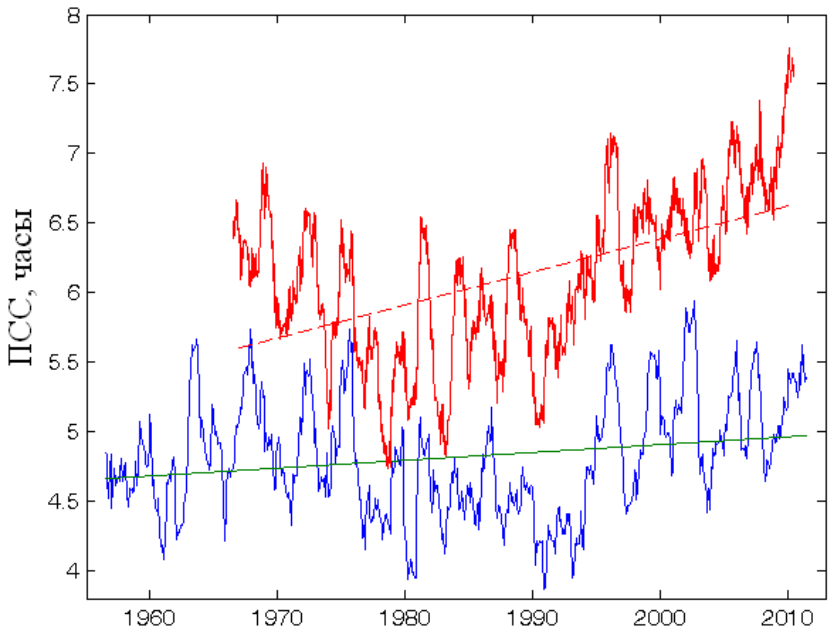


Рисунок 2 — Скользящие среднегодовые значения суточной продолжительности солнечного сияния в Москве (синяя линия) и в Казани (красная линия) и линейные тренды. Во избежание наложений кривых все значения ПСС для Казани увеличены на 1 час.

Сопоставление показателей температуры и продолжительности солнечного сияния

На рис. 2 видно, что положительные аномалии солнечного сияния преобладали с 1963 г по 1975 г. и с 1995 г. по 2011 г., а отрицательные аномалии наблюдались с 1976 г. по 1994 г. В Москве максимальная за день ПСС (5,9 час.) отмечалась в 2002 г., а минимальная около 3,9 часа — в 1990–1993 г. В 1963–1975 годы и 1995–2011 годы с жаркими летними сезонами и холодными зимами средняя за день ПСС была примерно на 1.5 часа (31%) больше, чем в 1976–1994 годы с прохладными летними сезонами и теплыми зимами. В

еще большей степени это выражено в Казани — от 3,7 часа до 6,8 часа (Сидоренков и др., 2013).

Интересно отметить, что в заполярном Баренцбурге (78° N, 14° E), где среднегодовой радиационный баланс отрицателен, ситуация не столь ясная – отклонения от долговременных трендов ПСС и температуры часто бывают противоположны по знаку (рис. 3).

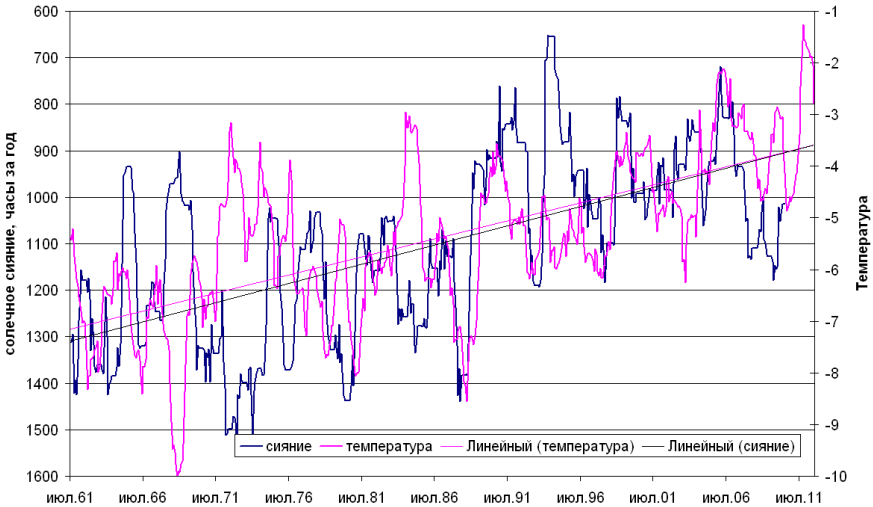


Рисунок 3 — Скользящие годовые суммы ПСС (черная линия) и скользящие среднегодовые значения приземной температуры (розовая линия) в Баренцбурге с 1961 г. по 2011 г.; представлены также линейные тренды.

Мы считаем (хотя это, несомненно, требует специального исследования), что это объясняется выраженным отрицательным радиационным балансом на земной поверхности в Заполярье, доминирующей ролью адвекции тепла.

Связь амплитуды колебаний температуры с продолжительностью солнечного сияния выявляется и в суточном масштабе времени при анализе данных наблюдений по Москве и Казани (Сидоренков и др., 2013). Для каждого пункта мы подготовили временные ряды разностей суточной максимальной и минимальной температуры (размах или удвоенная амплитуда) за 1966–2011 гг. Затем для каждого из рядов были вычислены скользящие среднегодовые значения с суточной дискретностью. Эта же операция была проведена для временных рядов продолжительности солнечного сияния за сутки. Далее, долговременный линейный тренд исключен из хода обеих величин. Результаты для Москвы — отклонения от линейного тренда — приведены на рис. 4.

На рис. 4 видно, что между рассматриваемыми двумя рядами есть довольно высокая корреляция — коэффициент корреляции $r = 0{,}65$. Приращению ПСС на 1 час примерно соответствует увеличение размаха T на 1°.

Заметим, что размахи температуры и ПСС в Казани и Москве хорошо коррелируют друг с другом (коэффициенты корреляции равны соответственно 0,66 и 0,70) (Сидоренков и др., 2013).

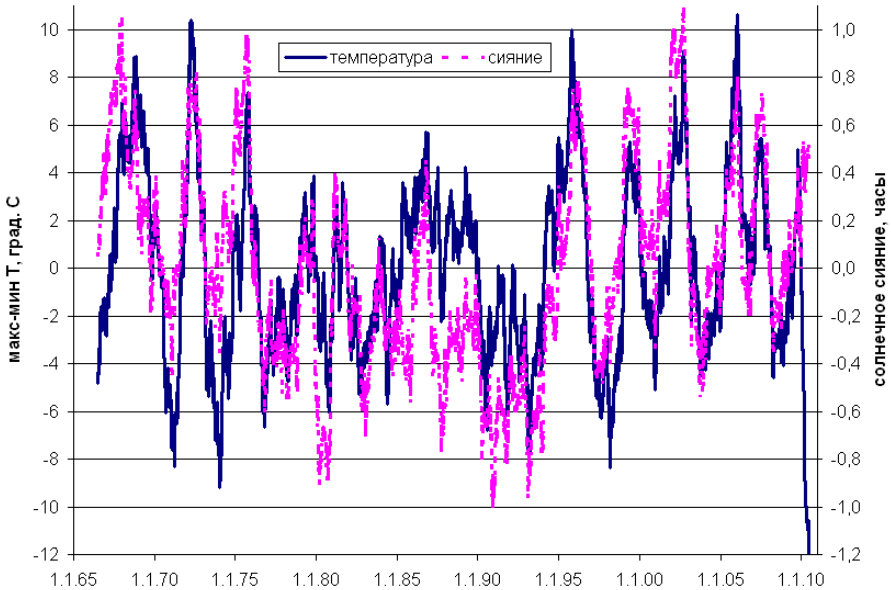


Рисунок 4 — Отклонения от линейного тренда скользящих среднегодовых значений суточной продолжительности солнечного сияния (розовый пунктир) и суточного размаха температуры воздуха T (сплошная линия) в Москве с 1966 г. по 2011 г.

Дискуссия

Среди «земных», внутренних естественных факторов затруднительно, а, может быть, и нельзя выделить ведущий или ведущие. Ведь климат — продукт деятельности климатической системы, где существуют множество прямых и обратных связей. Однако мы полагаем, что среди внешних, «внеземных» факторов есть все же такие, что оказывают заметное влияние на земной климат, в частности, на облачность. Есть основания полагать, что такие воздействия могут быть связаны с гравитационными взаимодействиями планет (Земли, Луны и Солнца), модулирующими температурные условия на Земле на временном масштабе от недели до нескольких лет и десятилетий (Сидоренков, Сумерова, 2012а; Sidorenkov, 2009).

На это косвенно указывает близкое соответствие между спектральными характеристиками лунно-солнечных приливов и вариаций метеорологических характеристик. Например, проведенный нами спектральный анализ ряда аномалий температуры воздуха в Москве за 1960–2003 гг. обнаружил хорошо выраженные составляющие с периодами приливного года 355 сут, лунного периода 206 сут, четверти лунного года 87 сут и лунного сидерического месяца 27 сут (рис. 5) (Sidorenkov, 2009).

Сингулярный спектральный анализ (разложение по эмпирическим ортогональным функциям времени) рядов скорости вращения Земли, глобальных аномалий температуры воздуха и уровня моря указывает на присутствие в них периодов близких к лунным периодам 18,6 года и 8,85 года (Zotov et al., 2014).

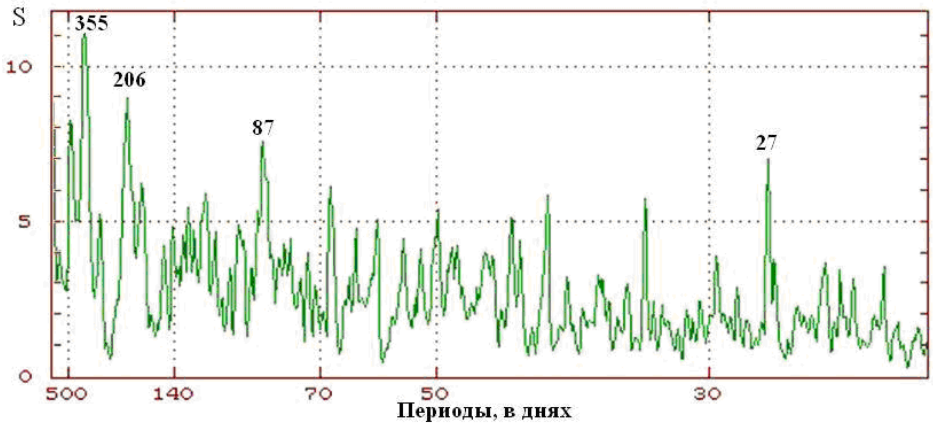


Рисунок 5 — Периодограмма аномалий температуры воздуха в г. Москве.

Из-за взаимодействия солнечно обусловленных годовых колебаний гидрометеорологических элементов с лунными циклами возникают биения. Анализ сложения двух гармонических колебаний показывает, что при сложении солнечного 365 суточного колебания с лунным 355 суточным колебанием (13 тропических месяцев) возникают биения амплитуд метеорологических элементов с периодом 35,2 лет. Этот цикл называют брикнеровским циклом.

Качественное сопоставление биений солнечного и лунного цикла (около 35 лет) указывает на целый ряд совпадений экстремальных фаз биений с крупномасштабными аномальными погодными условиями. Мы проанализировали столетние ряды наблюдений температуры воздуха на метеостанциях Европейской части России с суточной дискретностью (по данным ВНИИГМИ МЦД (http://aisori.meteo.ru/ClimateR) и нашли, что холодные зимы и жаркие летние сезоны наблюдались в центре этой области пространства в годы близкие к 2002/2010 г., 1972 г., 1936/1938 г. и 1901 г. Найденная последовательность аномально жарких летних сезонов и холодных зим, соответствует представлению о существовании квази-35-летних биений температуры воздуха (Сидоренков, Сумерова, 2012а).

Следует отметить, что существуют и иные представления о причинах изменчивости климата на Земле. Так, в 1990–2000х годах Х. Свенсмарк (Svensmark, 2007), Н. Шавив (Shaviv, 2005) и ряд других исследователей высказали и развили идею о космических причинах изменчивости облачности на Земле — о влиянии галактических космических лучей. Это направление мысли связано с термином «космоклиматология». В отношении облачности, эти представления кратко сводятся к следующей последовательности положений см. http://www.sciencebits.com/HUdebate:

увеличение солнечной активности →
уменьшение потока космических лучей →
уменьшение ионизации атмосферы →
уменьшение количества ядер конденсации →

уменьшение облачности →
увеличение приземного потока солнечного излучения →
увеличение температуры земной поверхности.

Однако в этой последовательности положений только первый элемент причина→следствие установлен достаточно надежно. Остальные — лишь гипотезы.

Следует отметить, что причинно-следственная связь между облачностью и температурой в приповерхностном слое еще недостаточно исследована. Так, например, в работе (Wagner et al, 2007) на основе данных метеорологических измерений температуры и спутниковых данных об облачности показано, что в тропиках на обширных пространствах наблюдается положительная корреляция между температурой и облачностью, в то время как в других работах эта корреляция оценивается как отрицательная.

Кроме того, роль фактора облачности в изменении температуры в приповерхностном слое (которая несомненно реальна) не следует считать доминирующей. Например, в работе (Norris et al, 2009) приводятся данные о том, что примерно с 2000 г., в условиях продолжающегося глобального потепления, облачность в глобальном масштабе уменьшается. Эта тенденция хорошо видна на графике, приведенном на рис. 6.

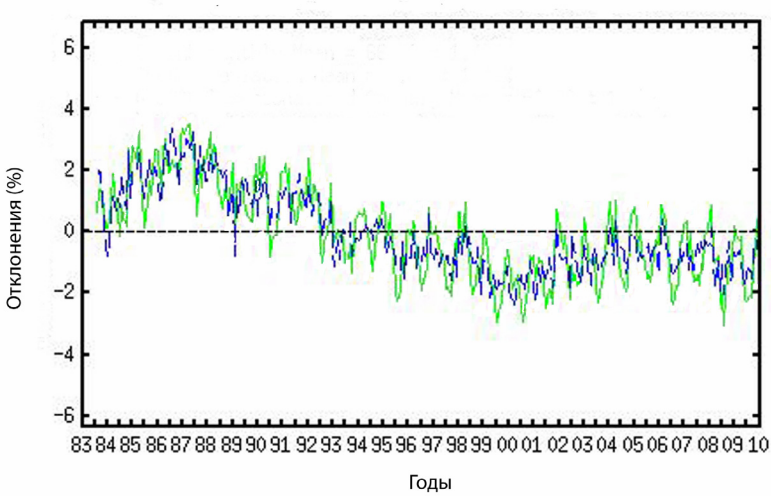


Рисунок 6 — Отклонение среднемесячной глобальной доли облачного покрытия (%) от среднего за 1983–2012 гг. (зеленая кривая) и то же с удаленным годовым ходом (синий пунктир) (http://isccp.giss.nasa.gov/zD2BASICS/B8glbp.anomdevs.jpg).

Заключение

В настоящее время при исследовании изменений глобального климата в мировой научной литературе в основном уделяется внимание антропогенным воздействиям на климатическую систему — обогащению атмосферы парниковыми газами, изменению альбедо земной поверхности и атмосферы (Второй оценочный доклад Росгидромета….., 2014). При этом естественные факторы

изменчивости климата в масштабе десятилетий исследованы еще не в полной мере. Это служит определенным препятствием для прогнозов климата. Ведь тот будущий климат, который реализуется в ближайшие века, зависит не только от антропогенной деятельности, но и от действия естественных факторов.

В данной работе обсуждается один из таких естественных факторов – количество облачности. Он непосредственно влияет на радиационный баланс земной поверхности, который в очень большой степени определяет климат приповерхностного слоя, где обитает человечество. Показано, что фактор облачности, количественно измеряемый через продолжительности солнечного сияния, в значительной мере связан с изменением температурного режима в приповерхностном слое.

Благодарности

Автор выражает благодарность А. И. Неушкину, Б. Г. Шерстюкову и Ю. П. Переведенцеву за помощь в сборе данных о продолжительности солнечного сияния и температуре на ряде метеостанций.

Список литературы

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. Москва, Ниц «ПЛАНЕТА», 2014, 58 с.

Сидоренков Н.С., Сумерова К.А. 2012а. Геодинамические причины декадных изменений климата. Труды Гидрометцентра России. — 2012. — Вып. 348, с. 195–214.

Сидоренков Н.С., Переведенцев Ю.П., Горбаренко Е.В., Неушкин А.И., Сумерова К.А., Шарипова М.М., Шерстюков Б.Г. 2012б Брикнеров цикл в изменении облачности и продолжительности солнечного сияния в Москве и Казани. Труды Гидрометцентра России. — Вып. 347, с. 35–43.

Сидоренков Н.С., Переведенцев Ю.П., Шарипова М.М., Гимранова А.Б., Петров В.Н. 2013. О квазичетырехлетних и квазитридцатипятилетних биениях амплитуды суточных колебаний температуры. Учёные записки Казанского университета. Серия: Естественные науки, том 155, книга 1, 2013, С. 171–179.

Norris J. R., Slingo A. Trends in Observed Cloudiness and Earth's Radiation Budget. From the Strüngmann Forum Report, Clouds in the Perturbed Climate System: Their Relationship to Energy Balance, Atmospheric Dynamics, and Precipitation Edited by Jost Heintzenberg and Robert J. Charlson. MIT Press, 2009, p. 17–36. ISBN 978-0-262-01287-4

Shaviv N. J. On climate response to changes in the cosmic ray flux and radiative budget, J. Geophys. Res, 110, A08105, 2005.

Sidorenkov N. S. 2009. The interaction between Earth's rotation and geophysical processes. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 2009. 317 pp.

Svensmark, H., Cosmoclimatology: A New Theory Emerges, Astron. Geophys., 58, 1.19-1.24., 2007.

Wagner T., Beirle S., Deutschmann T., Grzegorski M., Platt U. Estimating climate feedback through water vapor and cloud cover from GOME satellite observations. A contribution to the ACCENT subproject TROPOSAT-2. Proceedings of the second ACCENT symposium, Urbino, Italy, July 23–26, 2007.

Zotov L.V., Bizouard Christian, and Sidorenkov N.S.. 2014. Common oscillations in Global Earth Temperature, Sea Level, and Earth rotation Poster at EGU General Assembly 2014. Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-5683, 2014

ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ: ОТКРЫТИЕ, РАЗВИТИЕ КОНЦЕПЦИИ, РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА И ЕГО АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

С. М. Семенов [1, 2)]

[1)] Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН,
РФ, 107258, г. Москва, ул. Глебовская, д. 20Б, SergeySemenov1@yandex.ru
[2)] Институт географии РАН, РФ, 109017, г. Москва, Старомонетный пер., 29

Резюме. Отмечаются основные исторические вехи открытия парникового эффекта и развития этой концепции. С помощью простых радиационных моделей иллюстрируются явление парникового эффекта, его роль в формировании климата Земли, механизм его антропогенного усиления. Приводятся оценки усиления парникового эффекта, полученные с помощью современной спектральной радиационной модели. Подчеркивается необходимость учета и иных, нерадиационных факторов при прикладных оценках изменения климата в ответ на антропогенные выбросы парниковых веществ в атмосферу.

Ключевые слова. Глобальный климат, парниковый эффект, открытие, развитие концепции, методология оценки.

GREENHOUSE EFFECT: DISCOVERY, CONCEPT DEVELOPMENT, ROLE IN FORMATION OF GLOBAL CLIMATE AND ITS HUMAN-INDUCED CHANGES

S. M. Semenov[1, 2)]

[1)] Institute of Global Climate and Ecology,
Glebovskaya str., 20B, 107258, Moscow, Russia, SergeySemenov1@yandex.ru
[2)] Institute of Geography of Russian Academy of Sciences,
Staromonetny lane, 29, 109017, Moscow, Russia

Summary. The main historical milestones of discovery of the greenhouse effect and development of the concept are pointed out. The greenhouse effect, its role in formation of the Earth's climate, and the mechanism of human-induced enhancement are explained using simple radiative models. Estimates of the greenhouse effect enhancement obtained with a modern spectral radiative model are presented. The necessity to take account of other, non-radiative factors in applied assessments of climate change caused by anthropogenic emissions of greenhouse substances into the atmosphere is emphasized.

Keywords. Global climate, greenhouse effect, discovery, concept development, assessment methodology.

Введение

«Парниковый эффект» сейчас не только элемент научных представлений о формировании климата, но предмет общественного интереса и политических дискуссий. Последнее связано с представлениями о его усилении при хозяйственной деятельности и последующем «нежелательном» изменении глобального климата вследствие этого.

Однако этот термин часто употребляется некорректно или в неправильном контексте, что связано как со сложностью самого понятия, так и с отсутствием общедоступного определения этого термина. Так, часто приходится слышать об «опасности» парникового эффекта и необходимости «борьбы» с ним. А ведь именно благодаря базовому парниковому эффекту на Земле имеются достаточно комфортные для человечества климатические условия.

Существующие определения парникового эффекта и изложения природы этого явления, к сожалению, не отвечают одновременно критериям общедоступности и научной строгости. Приведем два примера.

Вот цитата из Глоссария Рабочей группы I к Пятому оценочному докладу Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), вышедшему в 2013-2014 гг.:

«**Парниковый эффект**. Инфракрасный радиационный эффект всех составляющих атмосферы, поглощающих инфракрасное излучение. Парниковые газы, облака, и (в малой степени) аэрозоли поглощают земное излучение, излучаемое поверхностью Земли и где-либо в атмосфере. Эти вещества излучают инфракрасную радиацию во всех направлениях, но, при прочих равных условиях, результирующее количество, эмитируемое в космос, обычно меньше, чем могло бы быть в отсутствие этих поглотителей вследствие уменьшения температуры с высотой в тропосфере и ослабления эмиссии вследствие этого….».[1]

Признавая важность и в целом высокое качество доклада МГЭИК, надо отметить, что это пояснение понятия «парниковый эффект» нельзя признать удачным.

С другой стороны, среди специалистов-физиков часто используется определение парникового эффекта на Земле (см., например, Монин, Шишков, 2000), основанное на понятии эффективной температуры Земли T_e и ее отличии от фактической температуры земной поверхности T. Эффективная температура T_e соответствует потоку L инфракрасного излучения от Земли, уходящему в космос, в расчете на единицу земной поверхности. Она (в градусах Кельвина) оценивается в соответствии с законом Стефана-Больцмана $L = \sigma T_e^4$, т. е. в предположении о Земле как о черном теле. Если обозначить через T температуру земной поверхности, то разность $\Delta T = (T - T_e)$ есть парниковый эффект. Эффективная температура Земли 249 К (или −24 °С), температура земной поверхности 288 К (или +15 °С), т. е. парниковый эффект равен 39 градусам. Отметим, что величина T_e определяется солнечной постоянной и планетарным альбедо, которое зависит от альбедо земной поверхности и атмосферы.

Это совершенно четкий научный подход, но, собственно, не к определению, а уже к способу измерения парникового эффекта. Из этого определения

[1] Оригинал: «**Greenhouse effect** The infrared radiative effect of all infrared-absorbing constituents in the atmosphere. Greenhouse gases, clouds, and (to a small extent) aerosols absorb terrestrial radiation emitted by the Earth's surface and elsewhere in the atmosphere. These substances emit infrared radiation in all directions, but, everything else being equal, the net amount emitted to space is normally less than would have been emitted in the absence of these absorbers because of the decline of temperature with altitude in the troposphere and the consequent weakening of emission.....» (IPCC, 2013).

никак не видна природа явления. Поэтому в качестве общедоступного определения его использовать проблематично. Кроме того, ведь ΔT может меняться и за счет изменения T_e, например, вследствие изменения светимости Солнца, изменения альбедо земной поверхности за счет изменений в землепользовании или альбедо атмосферы за счет увеличения содержания некоторых аэрозолей, что отношения к парниковому эффекту не имеет.

Из сказанного выше следует, что было бы своевременно систематически представить отечественному читателю исходное понятие о парниковом эффекте, историю его открытия и развития концепции, а также современные представления о роли парникового эффекта в формировании климата Земли и его антропогенных изменениях. Именно это является целью данной статьи.

История открытия и определение

К началу XIX века уже было известно, что Солнце является доминирующим источником тепла на Земле (из недр нашей планеты к поверхности поступает тепло, но в сравнительно малых количествах), и что температура воздуха уменьшается с высотой (на доступных для того измерений высотах — до нескольких километров). Совокупность этих двух фактов нуждалась в объяснении. Ведь, если Солнце приносит тепло, то казалось бы согреваться должны прежде всего верхние слои воздуха, а потом нижние и земная поверхность. На объяснение этого ушло несколько десятилетий. Однако, вспомним сначала исходное открытие, произошедшее еще в XVIII веке.

Швейцарский ученый Гораций (Орас)-Бенедикт де Соссюр (Horace-Bénédict de Saussure, 1740–1799) был путешественником и естествоиспытателем. В частности, он исследовал Альпы, производил измерения физических параметров, среди прочего занимался задачей сравнения потоков солнечного света на различных высотах. Для последнего он сконструировал прибор «гелиотермометр». Судя по сохранившемуся словесному описанию, он выглядел следующим образом (см. рис. 1).

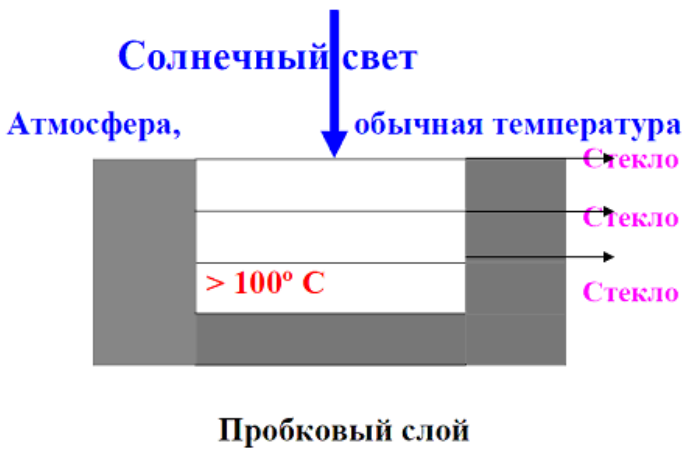


Рисунок 1 — Схема гелиотермометра — прибора для измерения потока солнечного света путем измерения температуры.

Это был сосуд, все стенки которого, кроме верхней, имели пробковый слой (для термоизоляции). Сосуд имел три отделения, разделенные пластинами из прозрачного стекла. Обычные термометры измеряли температуру воздуха в каждом из трех отделений.

Когда этот прибор выставлялся под поток солнечного света, в отделениях устанавливалась определенная температура воздуха, в каждом своя. Конечно, в каждом из отделений при разной интенсивности солнечного света (например, на равнине и в горах) эти температуры были разные. По этим различиям можно было оценивать различия в потоках солнечного света. Таким образом, эта исходная задача вполне решалась с помощью сконструированного прибора.

Однако, де Соссюр обратил внимание именно на то, что при измерениях в данной точке географического пространства во всех трех отделениях устанавливалось разное значение температуры. В последнем, у дна сосуда, оно было максимальным, во втором от дна – меньше, в самом верхнем — еще меньше. При этом, при совершенно обычной температуре внешнего, атмосферного воздуха в нижнем отделении температура могла превышать 100 ºС! Этот эксперимент был проведен в 1774 г. Повторные эксперименты дали те же результаты. Де Соссюр не объяснил механизм открытого им явления.

Лишь спустя 50 лет Жан-Батист Жозеф Фурье (Jean-Baptiste Joseph Fourier, 1768–1830) в работах 1824 и 1827 г., в которых, в том числе, описан опыт де Соссюра с гелиотермометром, объяснил механизм явления. Приведем это объяснение по работе Fourier (1827)[1]:

«Лучи этой звезды (*т. е. Солнца*) проникают сквозь стекло вплоть до стенок сосуда. Они нагревают содержащийся в нем воздух и стенки. Их тепло перестает быть световым, лучистым теплом (*chaleur solaire*), у него остаются лишь свойства, общие для темного, теплового излучения (*chaleur obscure*). В таком состоянии оно не способно свободно проникать сквозь стекло, окружающее сосуд (*стеклянные пластинки, накрывающие сосуд*). Оно накапливается внутри, окруженное плохо проводящим тепло веществом до тех пор, пока поступающее тепло не уравновесится теплом рассеивающимся.

В самом деле, если бы все слои атмосферы, сохраняя свою плотность и прозрачность, были бы неподвижны, т. е. эта масса воздуха стала бы твердой, солнечные лучи приводили бы к тем же результатам, которые были только что описаны. Тепло, прибывающее на твердую Землю в виде света, вдруг почти полностью утратило бы способность проникать сквозь прозрачную материю и накапливалось бы в нижних слоях атмосферы, где и повышалась бы температура. При удалении от поверхности теплота уменьшалась бы. Подвижность воздуха, быстро перемещающегося в любом направлении, подъем теплого воздуха вверх, излучение темной теплоты – все это смягчает эффект, который наблюдался бы при прозрачной и твердой атмосфере, но не уничтожает его.

[1] Перевод М. В. Розанова с нашими небольшими редакционными поправками и пояснениями, которые даны курсивом.

Даже там, где теплый воздух поднимается, с подъемом уменьшается и теплота. Так температура повышается, благодаря вмешательству атмосферы, теплу легче пронизывать воздух в состоянии света, нежели превратившись в темную теплоту».

Таким образом, фактически, Фурье объяснял повышение температуры воздуха в направлении к земной поверхности существенно разной прозрачностью атмосферных слоев для коротковолнового излучения (солнечного света) и длинноволнового излучения (излучения земной поверхности и атмосферных слоев). Мы считаем, что объяснение, данное Фурье, является совершенно исчерпывающим для тогдашнего уровня физической науки. Ведь экспериментальное открытие способности некоторых атмосферных газов поглощать длинноволновое излучение произошло только в 1850-х годах.

Отметим, что в работах 1824 г. и 1827 г. Фурье, проводя аналогию между гелиотермометром де Соссюра и реальной атмосферой, нигде явно не употребляет выражение «serre» (фр., «парник» или «теплица», в англоязычной литературе – greenhouse, hothouse). Дж. Флеминг в статье, посвященной роли Фурье в открытии парникового эффекта (Fleming, 1999), писал, что это выражение Фурье употреблял в более ранней работе (Fourier,1822).[1]

Спустя несколько десятилетий Джон Тиндалл (John Tyndall, 1820–1893) сконструировал экспериментальную установку, которая имела источник длинноволнового (инфракрасного) излучения и, которая давала возможность измерять поглощение длинноволнового излучения различными атмосферными газами. В 1859 г. и последующие годы им были получены основные экспериментальные результаты, которые затем были представлены в нескольких публикациях (Tyndall, 1859, 1861) и, затем, обобщены в работе (Tyndall, 1872). Он обнаружил, что доминирующие по содержанию атмосферные газы — азот и кислород — практически не поглощают длинноволновое (инфракрасное) излучение, а водяной пар, углекислый газ и ряд других обладают этим свойством. Таким образом, гипотеза Фурье о плохой прозрачности атмосферы для потоков «земного» тепла получила экспериментальное подтверждение. Краткий и очень информативный обзор вклада Дж. Тиндалла в теорию парникового эффекта можно найти в статье (Hulme, 2009).

Сванте Август Аррениус (Svante August Arrhenius, 1859–1927) опубликовал в 1896 г. статью (Arrhenius, 1896), в которой развил количественные методы расчета изменения приземной температуры в ответ на изменение концентраций парниковых газов в атмосфере на основе понятия коэффициента поглощения. Он провел расчеты изменений приземной температуры за счет изменения концентрации углекислого газа. Было показано, что изменение концентрации углекислого газа вдвое приведет к существенному изменению приземной температуры – на несколько градусов Цельсия.

[1] “His magnum opus of 1822 discusses the problem of terrestrial temperatures and the principles governing the temperature of a greenhouse (‘serre’)” (Fleming, 1999, p. 73).

Представления о причинах возрастания температуры атмосферного воздуха по направлению к земной поверхности, сложившиеся в XX веке, несомненно, восходили к опыту де Соссюра с гелиотермометром и объяснению его результатов Фурье. Центральными в концепции были понятия лучистого теплообмена и лучистого равновесия. Концепцию лучистого равновесия в атмосфере развил Якоб Роберт Эмден (Jacob Robert Emden, 1862–1940) в работе (Emden, 1913). Александр Александрович Фридман (1888–1925) в системе уравнений для расчета вертикального профиля температуры в атмосфере Земли использовал подход Эмдена, но рассмотрел совместно и перенос лучистой энергии, и слабые вертикальные токи воздуха (Friedmann, 1914)[1]. Результаты его теоретического расчета вертикального градиента температуры для подвижной атмосферы на качественном уровне хорошо соответствовали данным измерений того времени — градиенту по Вегенеру.

Теория переноса излучения и лучистого теплообмена в атмосфере интенсивно развивалась в трудах Евграфа Сергеевича Кузнецова (1901–1966). В том числе, в его основополагающих работах (Кузнецов, 1941) и (Кузнецов, 1946) перенос излучения рассмотрен применительно к движущейся среде — земной атмосфере, была развита математическая теория лучистого равновесия для среды конечной оптической толщины, исследован вертикальный профиль температуры для лучистого равновесия. Отечественные исследователи и далее вносили существенный вклад в развитие теории лучистого теплообмена в атмосфере, см., например, (Фейгельсон, 1964; Фейгельсон, Краснокутская, 1978). Виктор Викторович Соболев (1915–1999) исследовал многократное рассеяние света в атмосферах планет (Соболев, 1972).

Здесь представления о причинах возрастания температуры атмосферного воздуха по направлению к земной поверхности можно иллюстрировать с помощью следующей простейшей радиационной модели — см. рис. 2. На этом рисунке изображены потоки излучения двух типов — коротковолновый (солнечный, условно с длиной волны $\lambda < 3$ мкм) и длинноволновый (излучение земной поверхности и атмосферных слоев, условно с длиной волны $\lambda \geq 3$ мкм). Считается, что от Солнца приходит только коротковолновое излучение, а земное излучение — все длинноволновое.

На левой панели а) атмосфера отсутствует. Поток солнечной энергии S (здесь и далее поток энергии есть количество энергии в единицу времени в расчете на единицу площади) беспрепятственно проходит через атмосферу и нацело поглощается земной поверхностью. Он разогревает ее до температуры T_0, при которой поток длинноволнового излучения земной поверхности $L_0 = \sigma T_0^4$ станет равным потоку S, т. е. при радиационном равновесии $S = \sigma T_0^4$.

На правой панели б) изображена такая же ситуация, но при наличии «тонкой атмосферы», которая нацело поглощает длинноволновое излучение. «Тонкая» означает, что излучаемые ею потоки длинноволновой радиации L_1

[1] Эту и многие другие работы А. А Фридмана на русском языке можно найти в книге (Фридман, 1966).

одинаковы в обе стороны — к земной поверхности и в космос. В состоянии радиационного равновесия $L_1 = S$, поскольку система ‘земная поверхность+атмосфера’ не нагревается и не охлаждается. А, чтобы температура земной поверхности была постоянной, необходимо, чтобы $L_1 + S = L_0$. Следовательно, на правой панели должно быть выполнено $L_0 = 2S$, т. е. при радиационном равновесии $2S = \sigma T_0^4$.

Таким образом, при наличии тонкой атмосферы, прозрачной для коротковолнового излучения и непрозрачной для длинноволнового излучения, в состоянии радиационного равновесия поток длинноволнового излучения от земной поверхности вдвое больше, чем в отсутствие атмосферы. В соответствии с законом Стефана-Больцмана температура во втором случае больше, чем в первом, в $(2)^{1/4} \approx 1.2$ раза. Это и есть парниковый эффект в рассматриваемой иллюстративной модели системы ‘земная поверхность+атмосфера’.

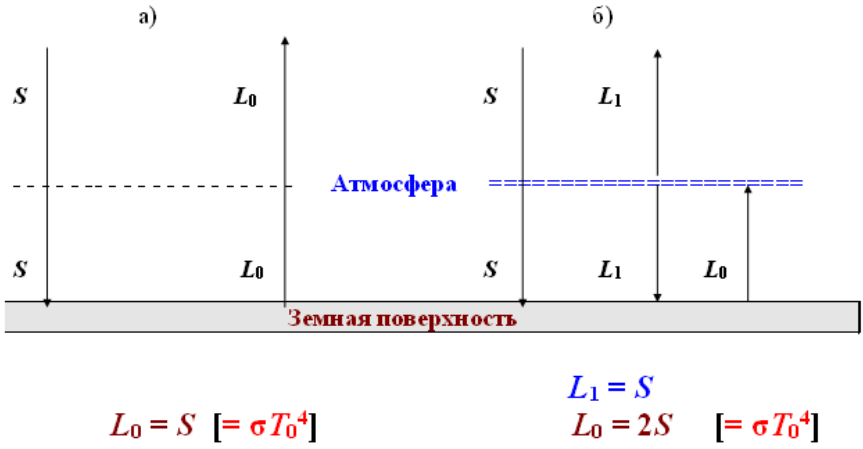


Рисунок 2 — Иллюстративная радиационная модель парникового эффекта: земная поверхность нацело поглощает все потоки излучения, а атмосфера прозрачная для солнечного, коротковолнового излучения, но совершенно непрозрачная для земного, длинноволнового излучения. При наличии такой атмосферы температура земной поверхности больше той, что устанавливается в отсутствие атмосферы. Пояснение переменных и уравнений даны в тексте.

Рассмотренная схема приводит к следующему простому определению ***парникового эффекта*** как явления в климатической системе Земли*:* ***радиационный эффект наличия в атмосфере парниковых веществ, выражающийся, при прочих равных условиях, в повышении температуры в приповерхностном слое по сравнению с ситуацией их отсутствия в атмосфере.*** Характеристическое свойство парникового вещества: оно в гораздо большей степени поглощает длинноволновое, земное излучение, чем коротковолновое излучение Солнца. Такими парниковыми веществами являются парниковые газы (водяной пар, углекислый газ, метан, закись азота, другие) и вода в форме облаков.

Заметим, что аналогия с реальным агротехническим сооружением — «парником» («теплицей», «оранжереей») — здесь просматривается довольно четко: в накрытом стеклом ящике, выставленном на солнечный свет, температура повышается за счет того, что стекло более прозрачно для коротковолнового, солнечного излучения, чем для длинноволнового, инфракрасного излучения, исходящего от стенок ящика. Аналогия не полная, поскольку стеклянная крыша реального парника еще препятствует перемешиванию воздуха внутри него с внешним воздухом.

На рис. 3 приведена иллюстративная радиационная модель парникового эффекта с N атмосферными слоями, прозрачными для солнечного, коротковолнового излучения и совершенно непрозрачными для земного, длинноволнового излучения. Эта модель обобщает ситуацию, представленную на правой панели б) рис. 2.

На рис. 3 схематически изображены равновесные потоки лучистой энергии в системе ‘земная поверхность+атмосфера’, содержащей несколько (N) атмосферных слоев. Можно вычислить, что в этих условиях для n-го слоя (земная поверхность считается нулевым слоем) восходящий поток длинноволнового излучения есть $L_n = (N + 1 - n)S$, $n = 0, 1, \ldots, N$. Потоки L_n и, соответственно, температуры слоев $T_n = (L_n/\sigma)^{1/4}$ возрастают к нижней границе системы. Именно это наблюдал де Соссюр в своих опытах с гелиотермометром.

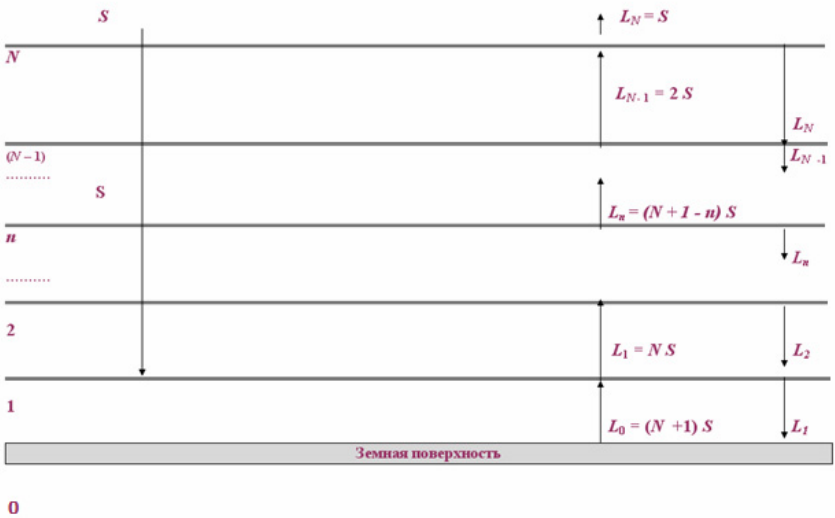


Рисунок 3 — Иллюстративная радиационная модель парникового эффекта с N атмосферными слоями, обобщающая простейшую модель, изображенную на рис. 2, панель б).

Отметим, что в последнем примере (рис. 3) может сложиться впечатление, что температура земной поверхности $T_N = ((N + 1)S/\sigma)^{1/4}$ может быть произвольно большой. Ведь реальную атмосферу в модели исследователь может делить на произвольное число слоев. Однако это иллюзия: при заданной массе атмосферного столба над единицей площади земной поверхности при увеличении числа слоев N масса каждого из них будет уменьшаться. Они будут ста-

новиться все более и более прозрачными для длинноволнового излучения и, представленная на рис. 3 модель с непрозрачными слоями, станет непригодной.

Реальная атмосфера Земли, содержащая парниковые газы – водяной пар (H_2O), углекислый газ (CO_2), метан (CH_4), закись азота (N_2O), озон (O_3) и другие — обладает значительными парниковыми свойствами. Это показывает следующий простой расчет, данные для которого взяты из современного энергетического бюджета системы “земная поверхность+атмосфера” (Trenberth et al., 2009). К земной поверхности приходит поток коротковолнового излучения 184 Вт $м^{-2}$, часть которого 23 Вт $м^{-2}$ отражается земной поверхностью. Таким образом, ее альбедо равно 0.125. На верхнюю границу атмосферы от Солнца приходит поток 341 Вт $м^{-2}$. В отсутствие атмосферы и при сохранении этого значения альбедо земная поверхность поглощала бы $(1–0.125)\cdot 341 = 298.38$ Вт $м^{-2}$. В состоянии радиационного равновесия столько же бы излучалось земной поверхностью в космос. В настоящее время излучается 396 Вт $м^{-2}$, а температура земной поверхности равна примерно 288 К. Тогда в отсутствие атмосферы в соответствии с законом Стефана-Больцмана температура земной поверхности была бы равна $288\cdot(298.38/396)^{1/4} \approx 268$ К, т. е., примерно, на 20 градусов меньше современной. На самом деле было бы еще холоднее, поскольку при похолодании альбедо земной поверхности увеличивается.

Отметим, что роль парникового эффекта в формировании климата Земли неоднозначно оценивалась многими исследователями даже в недавнем прошлом, в том числе в России. Так, Олег Георгиевич Сорохтин (1927–2010) полагал, что возрастание температуры воздуха по направлению к земной поверхности вполне удовлетворительно описывается адиабатой Пуассона (Сорохтин, 2001), а радиационный эффект, по крайней мере в тропосфере, незначителен. Возможно, что локально атмосфера бывает в таком состоянии. Но с таким представлением о состоянии глобальной атмосферы трудно согласиться, поскольку при адиабатическом состоянии атмосферы тепло не уходит конвективным путем с земной поверхности и она непрерывно бы нагревалась за счет поглощаемого потока солнечного излучения.

Антропогенное усиление парникового эффекта

С. Аррениус, обсуждая вопрос о «геологических» последствиях значительных парниковых свойств углекислого газа CO_2 (Arrhenius, 1896), указывал на возможную существенную роль колебаний содержания этого газа в атмосфере в изменениях приземной температуры в геологическом масштабе времени. Его коллега А. Хёгбом (Arvid Högbom) обратил внимание на то, что современные тогдашние антропогенные выбросы углекислого газа в атмосферу сравнимы с его потоками при эмиссии, удалении из атмосферы и депонировании при некоторых естественных геохимических процессах. Теоретически это могло обогатить атмосферу CO_2 и способствовать глобальному потеплению. Однако С. Аррениус считал, что этот процесс антропогенного обогащения

атмосферы CO_2 (если он реализуется) займет несколько тысячелетий, т. е. что проблема не актуальна. Его интересовали гораздо большие, геологические масштабы времени и проблема возможного влияния колебаний состава атмосферы, в частности, по содержанию CO_2, на возникновение ледниковых периодов на Земле. По его расчетам существенное уменьшение содержания углекислого газа в атмосфере могло приводить к похолоданию климата Земли и развитию оледенения.

Многие ученые того времени были скептически настроены в отношении роли состава атмосферы в формировании климата Земли, в частности, роли углекислого газа в потеплении. Кнут Онгстрём[1] (Knut Ångström, 1857–1910) полагал, что возможности углекислого газа абсорбировать излучение исчерпаны при уже тогдашних концентрациях. Так, в опыте по оценке поглощения длинноволнового излучения CO_2 (Ångström, 1900), проведенном в его лаборатории, было использовано меньшее, чем в атмосферном столбе, количество этого газа. При выполнении такого же опыта с уменьшенным на треть количеством газа было зафиксировано пренебрежимо малое изменение поглощения длинноволнового излучения. Это, по мнению Онгстрёма, означало, что поглощающая способность CO_2 уже достигает «насыщения» при концентрациях, меньших природных. Таким образом, ее дальнейший рост не может оказывать существенного влияния на температуру. Кроме того, аргументом против существенной роли усиления парникового эффекта при росте содержания CO_2 в потеплении климата было следующее: CO_2 эффективно поглощает излучение на тех же длинах волн, на которых эффективно поглощает и водяной пар, которого в атмосфере очень много (почти 1%). Это, также интерпретировалось так, что дальнейший рост концентрации углекислого газа не может оказывать существенного влияния на приземную температуру. Применительно к климату планеты такая интерпретация результатов лабораторных опытов оказалась неверной. Небольшим изменениям доли длинноволновой радиации земной поверхности, поглощенной в толще атмосферы, может соответствовать значительное увеличение температуры земной поверхности. Мы к этому вопросу еще вернемся в следующем разделе.

Недостаточность (в те времена) экспериментальных данных, в том числе спектроскопических, и недостаточное развитие математического аппарата для описания явления привели к тому, что в первые примерно 40 лет XX века влияние изменений состава атмосферного воздуха на глобальный климат через механизм парникового эффекта не было общепризнанной концепцией, часто подвергалось сомнению и в целом мало привлекало внимания ученых.

С конца 1930-х годов возможность антропогенного парникового потепления вновь стала привлекать к себе внимание исследователей. Гай Стюарт Колиндер (Guy Stewart Callendar, 1898–1964) опубликовал статью (Callendar, 1938), в которой привел следующие оценки. Сжигание ископаемого органического топлива за предшествующие публикации полвека привело к эмиссии 150 млрд. тонн

[1] В русскоязычной литературе укоренилось «Ангстрем».

CO_2, причем, примерно ¾ этого количества осталось в атмосфере. Расчеты, основанные на коэффициенте поглощения длинноволнового излучения, показали, что вследствие этого глобальная приземная температура «при ясном небе» в 1930-е годы должна расти со скоростью 0.003 ºС в год. С другой стороны, обобщение данных 200 метеорологических станций показало, что за полвека, предшествовавшие публикации, температура росла со средней скоростью 0.005 ºС в год. Это была первая работа, где говорилось о произошедшем заметном антропогенном усилении парникового эффекта на Земле вследствие обогащения атмосферы парниковыми газами в ходе хозяйственной деятельности.

Развитие мирового хозяйства с середины XX века привело к интенсификации сжигания ископаемого органического топлива (угля, нефти, газа) и существенному обогащению атмосферы парниковыми газами, прежде всего CO_2. Концентрация этого газа выросла за этот период примерно, с 310 ppm до почти 370 ppm к концу XX века (и, практически, до 400 ppm к настоящему времени). Актуальность проблемы стала все более осознаваться, и исследования парникового эффекта и климатических последствий его антропогенного усиления стали развиваться.

Внимание ученых к проблеме климатических последствий роста концентрации CO_2 особенно возросло в 1960-х годах. Сукуро Манабе (Syukuro Manabe) и Ричард Трайен Уэзеролд (Richard Tryon Wetherald, 1936–2011) исследовали вопрос об изменении температурного профиля атмосферы при изменении концентрации CO_2, используя современные физико-математические методы. В частности, в работе (Manabe, Wetherald, 1967) было показано, что удвоение концентрации CO_2 приведет к глобальному потеплению в приповерхностном слое примерно на 2 ºС.

Михаил Иванович Будыко (1920–2001) в 1972 г. дал прогноз потепления глобального климата в связи с ожидаемым ростом содержания CO_2 в атмосфере (Будыко, 1972). К настоящему времени этот прогноз хорошо соответствует данным наблюдений.

К этому времени стало ясно, что обогащение атмосферы CO_2 — не единственный фактор антропогенного парникового потепления. Метан (CH_4), закись азота (N_2O) и некоторые другие парниковые газы, наряду с естественными источниками поступления в атмосферу, имеют мощные антропогенные источники. Их концентрации в атмосфере к концу XX века существенно выросли (IPCC, 2014). Эти газы эффективно поглощают земное, длинноволновое излучение, в том числе на тех длинах волн, где у водяного пара есть «окна прозрачности», например, от 8 до 12 мкм. Это усиливает естественный, базовый парниковый эффект.

В. Раманатан (Ramanathan, 1975) указал на сильнейшие парниковые свойства хлорфторуглеродов (CFSs — Chlorofluorocarbons в англоязычной литературе). Эти вещества антропогенного происхождения. Они стали поступать в атмосферу во второй половине XX века в результате хозяйственной деятельности (использовались, в том числе, в качестве хладоагентов в холодильных установках, как растворители и пропелленты в аэрозольных баллонах).

Чтобы пояснить, как изменение содержания парниковых газов в атмосфере влияет на парниковый эффект (на степень его проявления), используем снова простейшую иллюстративную радиационную модель с «тонкой» атмосферой, аналогичную той, что приведена на правой панели б) рис. 2. Только будем считать, что атмосфера не абсолютно непрозрачна для длинноволнового, земного излучения, а в какой-то степени прозрачна (см. рис. 4). Параметр b характеризует пропускание длинноволнового излучения атмосферой, $0 \le b \le 1$. Чем больше b, тем атмосфера более прозрачна для длинноволнового излучения.

Уравнения для потоков лучистой энергии, приведенные в левой части рис. 4, являются условиями равновесия потоков лучистой энергии в системе ‘земная поверхность+атмосфера’ и на земной поверхности. Из этих условий находятся потоки L_0 и L_1; их значения приведены справа. Поскольку $L_0 = 2S_0/(1+b)$, то при уменьшении коэффициента пропускания b поток L_0 возрастает, а с ним возрастает и температура земной поверхности T_0, поскольку $L_0 = \sigma T_0^4$. Увеличение содержания парниковых веществ в атмосфере уменьшает ее коэффициент пропускания b, что приводит к потеплению земной поверхности. Таким путем усиливается парниковый эффект вследствие обогащения атмосферы парниковыми газами в ходе хозяйственной деятельности.

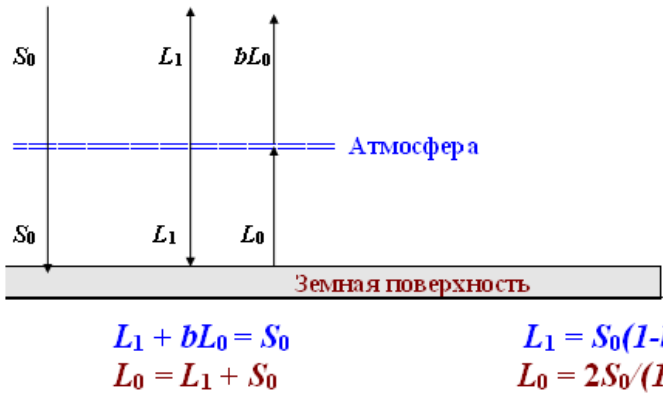


Рисунок 4 — Иллюстративная радиационная модель с прозрачной (в какой-то степени) для длинноволнового излучения атмосферой; S_0 — поток солнечного, коротковолнового излучения; L_0 — поток энергии, излучаемой земной поверхностью в длинноволновом диапазоне; L_1 — потоки энергии, излучаемой атмосферой к поверхности Земли и в космос; b характеризует пропускание атмосферой лучистой энергии в длинноволновом диапазоне.

На самом деле атмосферу Земли нельзя считать «тонкой». Ее свойства существенно меняются с высотой. На рис. 5 приведена иллюстративная радиационная модель, в которой горизонтально-однородная атмосфера имеет непрерывное распределение по вертикали, т. е. является «толстой». Все приведенные на рисунке переменные — для единицы земной поверхности: S_0 — нисходящий поток солнечного, коротковолнового излучения; M_0 — полная масса столба атмосферы; M — переменная высоты, выраженная массой ниже-

лежащего воздуха; $J^{\downarrow}(M)$ и $J^{\uparrow}(M)$ — нисходящий и восходящий потоки длинноволнового, земного излучения на «высоте» M. Как и ранее, считаем, что солнечное излучение только коротковолновое, атмосфера для него совершенно прозрачна, и оно нацело поглощается земной поверхностью. Земная поверхность и атмосферные слои излучают только длинноволновое излучение, причем, попадая на земную поверхность оно нацело поглощается.

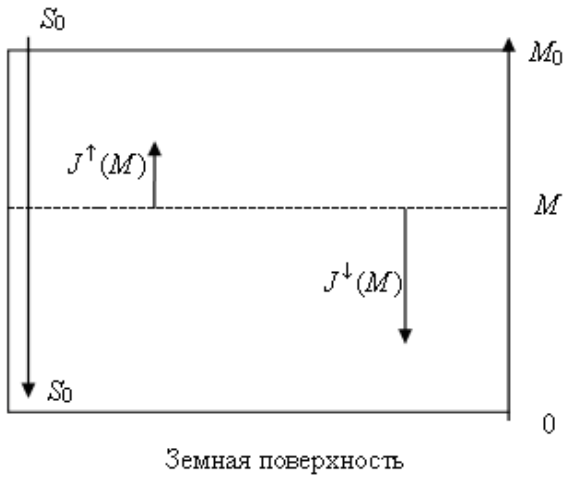


Рисунок 5 — Иллюстративная радиационная модель, в которой горизонтально-однородная атмосфера имеет непрерывное распределение по вертикали; символы пояснены в тексте.

Восходящий и нисходящий потоки длинноволнового излучения на «высоте» M частично поглощаются атмосферным слоем массы dM ($w(M)$ — коэффициент поглощения). Этот процесс описывают первые члены в правых частях приведенных ниже двух уравнений. В состоянии равновесия поглощенная энергия излучается вверх и вниз в равных долях. Это описывается вторыми членами уравнений:

$$\frac{dJ^{\downarrow}(M)}{d(-M)} = -w(M)J^{\downarrow}(M) + 0.5w(M)(J^{\downarrow}(M) + J^{\uparrow}(M)),$$

$$\frac{dJ^{\uparrow}(M)}{dM} = -w(M)J^{\uparrow}(M) + 0.5w(M)(J^{\downarrow}(M) + J^{\uparrow}(M)).$$

При этом $S_0 + J^{\downarrow}(M) = J^{\uparrow}(M)$ — выполняется условие равновесия потоков лучистой энергии на «высоте» M (т. е. то, что находится до этой высоты, не нагревается и не охлаждается), а $J^{\downarrow}(M_0) = 0$ — длинноволновое излучение не приходит к земной атмосфере извне. Эта система уравнений имеет следующие решения:

$$J^{\downarrow}(M) = 0.5S_0 \int_M^{M_0} w(x)dx. \qquad J^{\uparrow}(M) = S_0(1 + 0.5\int_M^{M_0} w(x)dx);$$

Восходящий поток длинноволнового излучения зависит от «высоты» M и среднего (средневзвешенного по массе) коэффициента поглощения $W(M)$ на высотах от M до M_0 следующим образом:

$$J^{\uparrow}(M) = S_0(1 + 0.5\int_{M}^{M_0} w(x)dx) = S_0(1 + 0.5(M_0 - M)W(M)).$$

На верхней границе атмосферы ($M = M_0$) поток $J^{\uparrow}(M)$ всегда равен S_0.

В простейшем случае, когда коэффициент w поглощения не зависит от «высоты» ($w = W = \text{const}$), поток $J^{\uparrow}(M)$ возрастает линейно с массой вышележащего слоя атмосферы. При увеличении среднего коэффициента поглощения этот градиент становится круче — см. рис. 6.

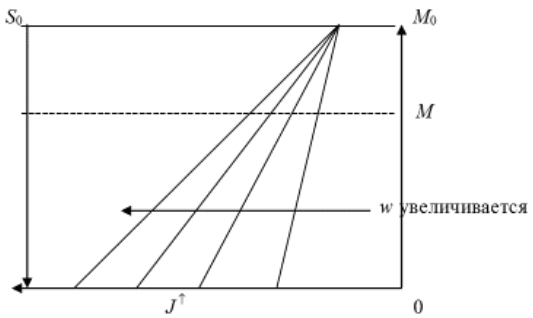


Рисунок 6 — Изменение восходящего потока длинноволнового излучения в зависимости от «высоты» M и коэффициента поглощения w.

Рис. 6 иллюстрирует усиление парникового эффекта при обогащении «толстой», распределенной по высоте атмосферы парниковыми газами — ведь при таком обогащении значение коэффициента поглощения увеличивается, и приповерхностная температура возрастает. Поскольку парниковые вещества, привносимые человеком в атмосферу, — малые ее составляющие, то общая масса столба атмосферы M_0 при расчете считалась неизменной.

В заключение этого раздела сопоставим изменение температуры земной поверхности и способность атмосферного столба в целом поглощать длинноволновое излучение при увеличении коэффициента поглощения. В общем случае (предполагать постоянство коэффициента поглощения с высотой здесь не обязательно) восходящий поток длинноволнового излучения у земной поверхности равен

$$J^{\uparrow}(0) = S_0(1 + 0.5\int_{0}^{M_0} w(x)dx) = S_0(1 + 0.5M_0W(0)),$$

т. е. он возрастает линейно с возрастанием среднего по всем «высотам» коэффициента поглощения $W(0)$. Соответственно, и температура земной поверхности может возрастать неограниченно в силу закона Стефана-Больцмана:

$$T_0 = (\frac{1}{\sigma}S_0(1 + 0.5M_0W(0)))^{1/4}$$

Часть A потока длинноволнового излучения земной поверхности, абсорбируемая атмосферным столбом в целом (на всех высотах) равна

$$A = 1 - \exp(-\int_0^{M_0} w(x)dx) = 1 - \exp(-M_0 W(0))$$

.

Значение A с ростом среднего коэффициента поглощения $W(0)$ асимптотически стремится к единице, в то время как температура T_0 растет неограниченно. Как видно из последних двух формул, малость — в области насыщения — приращения доли абсорбированного всей толщей атмосферы излучения земной поверхности при увеличении среднего коэффициента поглощения не является препятствием для существенного приращения температуры земной поверхности. Заметим, что в реальной современной земной атмосфере ситуация близка к такому насыщению — земная поверхность излучает 396 Вт м$^{-2}$ в инфракрасной области, из которых в космос, не задерживаясь атмосферой, уходит лишь 40 Вт м$^{-2}$, т.е. около 10% (Trenberth et al., 2009).

Современные оценки парникового эффекта с помощью спектральных радиационных моделей

В тех простых радиационных моделях, которые выше использовались для пояснения понятия «парниковый эффект» и явления его антропогенного усиления, излучение на Земле условно подразделялось на два типа — коротковолновое (солнечное) и длинноволновое (земное). Однако такое деление является слишком грубым, пригодным только для целей иллюстрации, а не для прикладных расчетов. Причину этого можно пояснить следующим образом. Предположим, что единичный поток излучения, встречающий на своем пути массу воздуха M, является суммой двух одинаковых по величине монохроматических потоков излучения 0.5 и 0.5, имеющих разные длины волн. Коэффициенты поглощения излучения для этих длин волн равны w_1 и w_2. Тогда коэффициент пропускания для всего потока будет равен $0.5(\exp(-w_1M) + \exp(-w_2M))$. Если попытаться оценить пропускание с помощью осредненного коэффициента поглощения, то пропускание получится равным $\exp(-0.5(w_1 + w_2)M)$. Две последние формулы (из которых первая — точная) дают одинаковые результаты при равных w_1 и w_2, близкие результаты при близких значениях коэффициентов поглощения и совершенно разные при сильно различающихся. Причем, последняя всегда занижает коэффициент пропускания (и, значит, завышает поглощение).

При расчете парникового эффекта это может приводить к значительным ошибкам, поскольку иногда коэффициенты поглощения очень резко (на порядок и более) меняются даже при небольших изменениях длины волны. Это можно видеть на рис. 7, где приведена зависимость коэффициента поглощения водяного пара от длины волны (в размерности см^2 молекула$^{-1}$ его принято называть «сечением поглощения»).

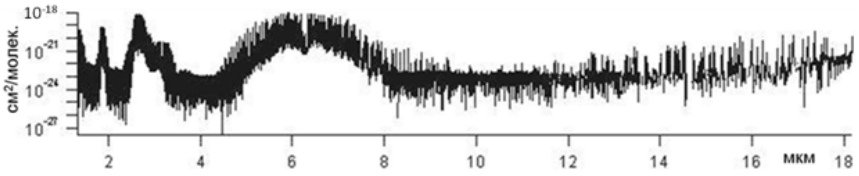


Рисунок 7 — Зависимость коэффициента поглощения (сечения поглощения) водяного пара от длины волны (Pacific Northwest National Laboratory, USA, http://vpl.astro.washington.edu/spectra/h2opnnlimagesmicrons.htm).

Поэтому при прикладных расчетах парникового эффекта и его антропогенного усиления необходимо использовать спектральные радиационные модели, т. е. при расчетах делить весь диапазон длин волн, соответствующих коротковолновому (солнечному) и длинноволновому (земному) излучению на возможно более мелкие интервалы. Пределы такого дробления, конечно, определяются наличием спектроскопических данных о значениях коэффициентов поглощения для этих интервалов.

Кроме того, при прикладных расчетах с помощью радиационных моделей изменения температуры земной поверхности вследствие изменения состава атмосферы необходимо учитывать не только явление поглощения излучения в атмосфере, но и явление рассеяния. Монохроматический поток излучения определенного направления при взаимодействии с молекулами, аэрозолями и каплями воды, содержащимися в атмосфере, претерпевает рассеяние. Он без изменения длины волны начинает распространяться во всех направлениях в пропорциях, определяемых природой того объекта, на котором он претерпел рассеяние. Способность излучения к рассеянию на молекулах газов в атмосфере (рэлеевское рассеяние) убывает с ростом длины волны обратно пропорционально ее четвертой степени.

В современной отечественной литературе все этапы вычисления парникового эффекта и его антропогенного усиления в рамках спектральной радиационной модели с использованием современных спектроскопических данных описаны в работе (Семенов, Попов, 2011). Расчетная схема, использованная в этой работе, описывает явления рассеяния и поглощения коротковолнового излучения атмосферными слоями, его отражение и поглощение земной поверхностью, явления поглощения и излучения длинноволновой радиации земной поверхностью и атмосферными слоями. Были рассмотрены 410 спектральных интервалов в пределах общего диапазона от 0.1975 до 100 мкм. Для излучения с длиной волны до 0.75 мкм значения коэффициентов поглощения были взяты из работы (Андронова и др., 1986), а в остальных случаях оценены, исходя из информации, приведенной в международной спектроскопической базе данных HITRAN (The HITRAN…, 1998) в версии 2008 г.

Расчеты, проведенные с помощью этой спектральной радиационной модели, дали следующие результаты относительно изменения радиационно-равновесной температуры земной поверхности при заданных изменениях кон-

центрации CO_2 — см. рис. 8 (Семенов, 2012). На этом рисунке за нулевую принята средняя глобальная температура земной поверхности, которая соответствует составу атмосферы 1970-х годов. Отметим, что абсолютное значение этой температуры при расчетах оказалось завышенным, что естественно, поскольку радиационная модель не учитывает иные, нерадиационные пути отвода тепла от земной поверхности.

Напомним, что в 1975 г. концентрация CO_2 была, примерно, 330 ppm. На графике на рис. 8 заполненный квадрат соответствует потеплению к концу XX века. Удвоение концентрации углекислого газа 1975-го года (она составляла около 330 ppm) соответствует потеплению, примерно, на 1.5 ºС. Полное изъятие CO_2 из атмосферы соответствует очень большому похолоданию — более чем на 10 ºС.

Проведенные вычисления, в частности, способствовали прояснению вопроса о чувствительности радиационно-равновесной температуры земной поверхности к изменению концентраций парниковых газов в атмосфере (см. табл. 1). Во втором столбце приведены исходные, базовые концентрации c^* парниковых газов (соответствуют 1970-м годам); в третьем столбце — полученное значение чувствительности, т. е. $\Delta T_0/\Delta c$, вычисленное для этой исходной точки, причем здесь при оценке были использованы малые приращения Δc; в четвертом — приращение температуры при десятикратном увеличении базовой концентрации, т. е. оценивалась чувствительность к большим приращениям концентрации.

Несмотря на то, что, как известно, водяной пар играет основную роль в формировании базового («доиндустриального») парникового эффекта, как следует из данных табл. 1 чувствительность температуры к дальнейшему малому приращению содержания водяного пара в атмосфере гораздо меньше, чем к приращению содержания углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O). Эти четыре газа в отношении эффективности воздействия на температуру при одинаковых (в ppm) малых изменениях концентраций можно расположить в следующую последовательность: $N_2O > CH_4 > CO_2 > H_2O$.

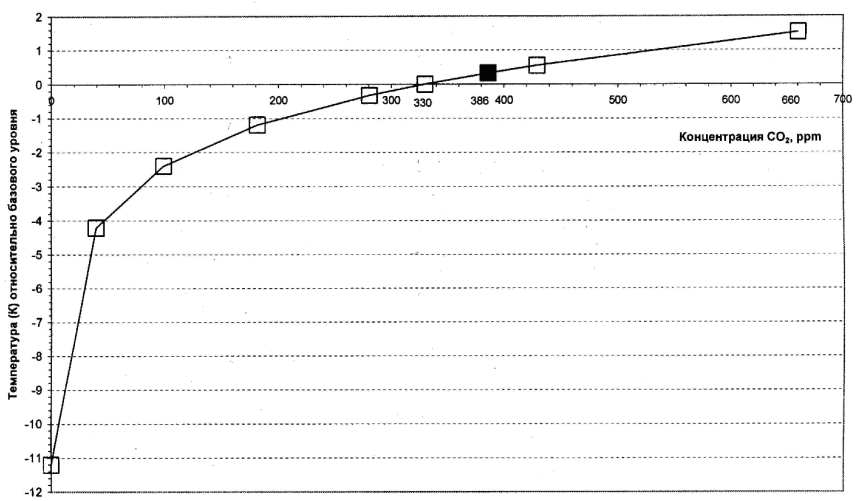


Рисунок 8 — Зависимость радиационно-равновесной температуры земной поверхности от концентрации CO_2 в атмосфере, полученная с помощью спектральной радиационной модели, использующей современные спектроскопические данные.

Однако для больших приращений концентраций ситуация иная. Наиболее существенное приращение температуры дает рост содержания CO_2, а роль метана и закиси азота является сравнительно скромной. Для водяного пара оценка не проводилась, поскольку антропогенное повышение его содержания в атмосфере на порядок представляется нереалистичным. Оценки для больших изменений концентраций представляются сейчас также актуальными, например, в связи с теоретической возможностью быстрого метанового потепления (Голицын, Гинзбург, 2007).

Таблица 1. Базовые концентрации (c^*), чувствительность ($\Delta T_0/\Delta c$) радиационно-равновесной температуры земной поверхности к малому увеличению содержания парниковых газов и прирост ΔT_0 радиационно-равновесной температуры T_0 при переходе от c^* к c^*×10.

Газ	c^*, ppm	$\Delta T_0/\Delta c$ (K/ppm)	ΔT_0 при переходе от c^* к (c^*×10), K
H_2O (водяной пар)	7750	0.001	–
CO_2	330	0.006–0.007	7.9
CH_4	1.7	0.08–0.09	0.8
N_2O	0.32	0.7–0.9	1.3

Выше рассмотрена лишь радиационная составляющая процесса изменения температуры на Земле вследствие изменения состава атмосферы — ее обогащения парниковыми газами. Расчет, выполненный на основе современных спектроскопических данных, показывает, что дальнейшее обогащение атмосферы парниковыми газами — углекислым газом, метаном, закисью азота — действительно заметно усиливает парниковый эффект. Сомнения в этом, высказываемые некоторыми исследователями, рассеиваются этими оценками. Однако, насколько такое усиление смягчается или же усиливается процессами иной, нерадиационной природы (изменениями конвективных потоков тепла, водного цикла и др.), возможно изучать лишь в рамках многофакторного подхода, с помощью более полных физико-математических моделей.

Многофакторность наблюдаемого изменения климата

Парниковый эффект действует в климатической системе не изолированно. Это сложная система, включающая атмосферу, гидросферу, педосферу, биоту, между которыми происходят взаимодействия, процессы обмена веществом и энергией, порождающие глобальный климат. Эти процессы обладают значительным числом прямых и обратных связей. На рис. 9 представлен современный энергетический бюджет Земли (Trenberth et al., 2009).

Как видно на рис. 9, основная часть энергии уходит от земной поверхности в атмосферу радиационным путем (396 Вт $м^{-2}$). Однако имеются еще нерадиационные потоки — энергия уходит и за счет процессов конвекции (17 Вт $м^{-2}$) и эвапотранспирации (80 Вт $м^{-2}$). В сумме последние два потока дают примерно 25% общего потока уходящего от земной поверхности тепла.

Когда атмосфера обогащается парниковыми веществами, например, углекислым газом в ходе хозяйственной деятельности, то происходит «попытка» потепления в соответствии с тем механизмом усиления парникового эффекта, что был рассмотрен выше — увеличивается температура земной поверхности, становится круче градиент температуры воздуха, по крайней мере в нижней атмосфере. При этом активизируются процессы отведения тепла от земной поверхности в атмосферу за счет процессов конвекции и эвапотранспирации. Такие обратные связи приводят к некоторой компенсации, к сдерживанию потепления. Манабе и Уэзеролд (Manabe, Wetherald, 1967) использовали для количественной оценки усиления парникового эффекта при обогащении CO_2 концепцию радиационно-конвективного равновесия. Однако содержание водяного пара предполагалось неизменным. В отечественной работе (Андронова и др., 1986), наряду с использованием концепции радиационно-конвективного равновесия, значительное развитие получил фотохимический блок модели атмосферы. Это очень существенно, поскольку некоторые парниковые газы, прежде всего озон, участвуют в очень сложном комплексе фотохимических и химических реакций в атмосфере.

Рисунок 9 — Современный энергетический бюджет Земли, Вт м$^{-2}$ (Trenberth et al., 2009).

Возможную компенсацию парникового потепления за счет активизации потока тепла от земной поверхности в атмосферу за счет испарения (с последующим его выделением в атмосфере при конденсации водяного пара) трудно исследовать с помощью простых моделей. С одной стороны, активизация испарения ведет к охлаждению земной поверхности за счет затрат энергии на испарение. С другой стороны, возможное увеличение содержания водяного пара в атмосфере приводит к усилению парникового эффекта и, наоборот, к потеплению.

Кроме того, возможны и другие неопределенности, например, связанные с поглощением и накоплением тепла океаном за счет изменившихся режимов

вертикального перемешивания водных масс и характера горизонтальных течений. При «попытке» парникового потепления могут измениться и естественные глобальные биогеохимические циклы парниковых веществ, что также может изменить (усилить или ослабить) конечный эффект.

Все это означает, что полноценные прикладные оценки климатических последствий антропогенного обогащения атмосферы парниковыми веществами можно получить только в рамках физически полных моделей глобальной климатической системы, учитывающих многообразные прямые и обратные связи. Первая такая модель — модель общей циркуляции атмосферы — для оценки эффекта удвоения содержания CO_2 была предложена Манабе и Уэзеролдом (Manabe, Wetherald, 1975).

В настоящее время МОЦАО — модели общей циркуляции атмосферы и океана — созданы во многих ведущих климатических центрах мира. Последний, Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) рассматривает информацию, полученную с помощью, примерно, 40 таких моделей, участвовавших в международном проекте CMIP5 — Coupled Model Intercomparison Project, phase 5 (http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/cmip/). В России такая модель впервые была создана и поддерживается в Институте вычислительной математики Российской академии наук. Она в значительной степени основана на разработках этого института (Володин, Дианский, 2003; Дымников и др., 2006)[1]. В последнее время модель глобальной климатической системы была создана также в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова Росгидромета (Мелешко и др., 2015). В каждой из таких моделей имеется радиационный блок (более или менее детализированный), отвечающий за перенос энергии излучением и его изменение вследствие обогащения атмосферы парниковыми веществами. Подобные блоки, необходимые для их создания параметризации, развивались и отечественными исследователями (Гинзбург, Фейгельсон, 1980).

Использование физически-полных глобальных климатических моделей позволило получить (рис. 10) разложение наблюдаемого к настоящему времени глобального потепления с 1951 г. на составляющие вклады отдельных антропогенных и естественных факторов. Заметим, что вклад антропогенного усиления парникового эффекта доминирует (зеленый прямоугольник).

В заключение отметим, что те климаты, которые продуцируют глобальные климатические модели, исходя из заданного изменения состава атмосферы во времени (например, обогащения парниковыми веществами), всегда несколько отличаются от реальности. Ведь любая модель глобального климата в качестве факторов его изменения учитывает ограниченную их совокупность. Обычно это солярные факторы (свойства потока излучения от Солнца), орбитальные факторы (изменение элементов земной орбиты), состав атмосферы (газы, аэрозоли),

[1] В последнее время вошел в употребление термин «модель земной системы», «the Earth's system model», который употребляется в отношении моделей климатической системы Земли, включающих описание биогеохимических циклов.

а также факторы внутренней изменчивости климатической системы, порожденные взаимодействием ее очень разнородных элементов. Во-первых, о механизме влияния некоторых из учитываемых факторов известно далеко не все и, во-вторых, возможно, что есть и иные, неучтенные, но существенные факторы. Например, Г. В. Груза и Э. Я. Ранькова в работе (Груза, Ранькова, 2014), изучая данные о ходе приземной глобальной температуры за период инструментальных наблюдений, статистическими методами выделили составляющую в ходе температуры, связанную с CO_2, и ненаправленные естественные колебания, с примерно, 60-летним циклом. Причина этих колебаний пока не ясна, поэтому никакой расчетной моделью они не описываются. Хотя их амплитуда — примерно 0.2º С — невелика по сравнению с ожидаемым в XXI веке глобальным потеплением на несколько градусов, они могут на половине «периода» усиливать антропогенное потепление, а на другой — ослаблять, компенсировать, даже приводить к временному похолоданию. Единственный путь к преодолению таких неопределенностей — дальнейшее изучение физической природы факторов изменения и изменчивости климата.

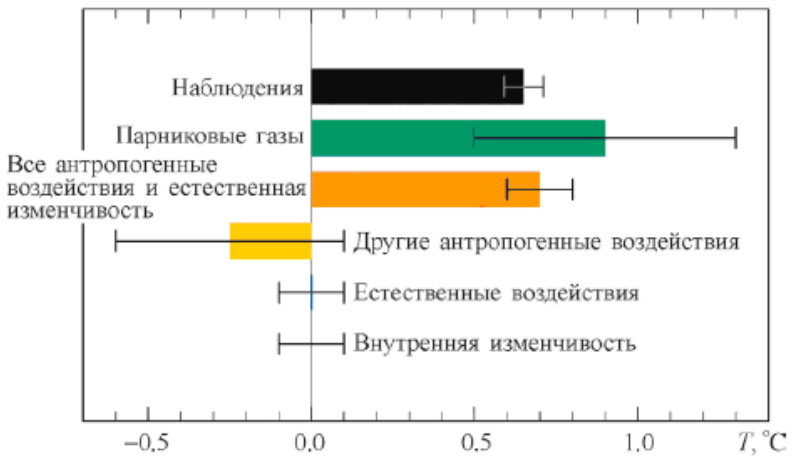


Рисунок 10 — Вероятностные границы (горизонтальные интервалы) и средние значения (цветные прямоугольники) оценок установленного вклада разных факторов в линейный тренд наблюдавшегося глобального потепления в 1951– 2010 гг. (IPCC, 2014).

Благодарности

Автор признателен В. И. Эскину за полезные обсуждения содержания статьи и И. А. Корневой за помощь в оформлении рукописи.

Список литературы

Андронова Н. Г., Бабанова В. В., Кароль И. Л. и др. 1986. Радиационно-фотохимические модели атмосферы. — Л., Гидрометеоиздат, 192 с.

Будыко М. И. 1972. Влияние человека на климат. — Л., Гидрометеоиздат, 46 с.

Володин Е. М., Дианский Н. А. 2003. Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, с. 193–210.

Гинзбург А. С., Фейгельсон Е. М. 1980. Параметризация лучистого теплообмена в моделях общей циркуляции атмосферы. — В сб.: Физика атмосферы и проблема климата. — М., Наука, с. 42–66.

Голицын Г. С., Гинзбург А. С. 2007. Оценки возможности «быстрого» метанового потепления 55 млн. лет назад. — Доклады Российской академии наук, т. 413, №6, с. 816–819.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2014. Оценка роли 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата. — В сб.: Труды международной конференции “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти А. М. Обухова, Москва, 13–16 мая 2013. — М., ГЕОС, с. 225–230.

Дымников В. П., Лыкосов В. Н., Володин Е. М. 2006. Проблемы моделирования климата и его изменений. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 42, с. 618–636.

Кузнецов Е. С. 1941. Лучистый теплообмен в движущейся жидкой среде. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., т. 5, № 1, с. 3–28.

Кузнецов Е. С. 1946. Распределение температуры атмосферы по вертикали при лучистом равновесии. — Труды Ин-та теоретической геофизики АН СССР, т. 1, с. 3–94.

Мелешко В. П., Спорышев П. В., Матюгин В. А., Говоркова В. А., Павлова Т. В., Байдин А. А., Школьник И. М., Катцов В. М. 2015. Моделирование климата XXI столетия с помощью совместной глобальной модели атмосферы и океана ГГО-3. — Труды ГГО (в печати).

Монин А. С., Шишков Ю. А. 2000. Климат как проблема физики. — Успехи физических наук, т. 170, № 4, с. 420–445.

Семенов С. М. 2012. Парниковый эффект и его антропогенное усиление. — Солнечно-земная физика, вып. 21, с. 10–17.

Семенов С. М., Попов И. О. 2011. Сравнительные оценки влияния изменения концентраций диоксида углерода, метана, закиси азота и водяного пара на радиационно-равновесную температуру земной поверхности. – Метеорология и гидрология, № 8, с. 34–43.

Соболев В. В. 1972. Рассеяние света в атмосферах планет. — М., Изд-во «Физматгиз», 325 с.

Сорохтин О. Г. 2001. Парниковый эффект: миф и реальность. — Вестник РАЕН, т. 1, № 1, с. 8–21.

Фейгельсон Е. М. 1964. Радиационные процессы в слоистообразных облаках. — М., Наука, 231 с.

Фейгельсон Е. М., Краснокутская Л. Д. 1978. Потоки солнечного излучения и облака. — Л., Гидрометеоиздат, 157 с.

Фридман А. А. 1966. Избранные труды /под. ред. проф. Л. С. Полака/. — М., Наука, 462 с.

Ångström K. 1900. Über die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensaüres bei der Absorption der Erdatmosphäre. Annalen der Physik, **4**(3), 720–732.

Arrhenius S. 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 41, p. 237–276.

Callendar G. S. 1938.The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 64(275), p. 223–240.

Emden R. 1913. Uber Strahlungsgleichgewicht und atmosphärische Strahlung. Sitzungsberichte der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Math.-Phys. Klasse, 55, 142.

Fleming J. R. 1999. Joseph Fourier, the 'greenhouse effect', and the quest for a universal theory of terrestrial temperatures. Endeavour., vol. 23(2), p. 72-75.

Fourier J. 1822. Théorie analytique de la chaleur. Paris: Firmin Didot Père et Fils.

Fourier J.-B. J. 1824. Remarques Générales Sur Les Températures Du Globe Terrestre Et Des Espaces Planétaires. Annales de Chimie et de Physique, vol. 27, p. 136–167.

Fourier J.-B. J. 1827. Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. Memoires de l'Acadeémie Royale des Sciences, vol. 7, p. 569–604.

Friedmann A. A. 1914. Zur Theorie der Vertikaltemperaturverteilung.- Mereorol. *Z*., 31, 154-156.

Hulme M. 2009. On the origin of 'the greenhouse effect': Tyndall's 1859 interrogation of nature. Weather, vol. 64, No. 5, p. 121–123.

IPCC 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

IPCC 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Manabe S., Wetherald R. T. 1967. Thermal equilibrium in the atmosphere with a given distribution of relative humidity. Journal of Atmospheric Sciences, vol. 24, No 3, p. 241–259.

Manabe S., Wetherald R. T. 1975. The effects of doubling of the CO_2 concentration on the climate of a general circulation model. Journal of the Atmospheric Science, vol. 32, No 1, p. 3–15.

Ramanathan V. 1975. Greenhouse Effect Due to Chlorofluorocarbons: Climatic Implications. Science, 190, p. 50–51.

The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 edition, 1998. J. Quant. Spectrosc. Radiat., vol. 60, No 5, p. 665–710.

Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J. 2009. Earth's global energy budget. Bulletin of American Meteorological Society, p. 311–323.

Tyndall J. 1859. On the transmission of heat of different qualities through gases of different kinds. Proceedings of the Royal Institution, vol. 3, p. 155–158.

Tyndall J. 1861. On the absorption and radiation of heat by gases and vapours. Philos. Mag., vol. 22, p. 169–194 and 273–285.

Tyndall J. 1872. Contributions to molecular physics in the domain of radiant heat. A series of memoirs published in the 'Philosophical Transactions' and 'Philosophical Magazine'; with additions. By John Tyndall, LL.D, F.R.S., Professor of natural philosophy in the Royal Institution. London, Longmans, Green and Co, 446 pp.