



ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

# МЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОЛОГИЯ

---

2020 № 5  
май

ЕЖЕМЕСЯЧНЫЙ  
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ  
ЖУРНАЛ

Издается с 1891 г.,  
с сентября 1935 г.—  
под настоящим  
названием

---

---

ФГБУ “Научно-исследовательский центр  
космической гидрометеорологии “Планета”

---

Адрес: 123376 Москва, Б. Предтеченский пер., 7  
Телефон: (499) 795-20-53, 252-36-94  
Факс: (499) 252-66-10  
e-mail: mig@planet.iitp.ru  
web site: www.mig-journal.ru

**ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР**      **АСМУС ВАСИЛИЙ ВАЛЕНТИНОВИЧ,**  
    *д-р физ.-мат. наук, профессор*

**РЕДКОЛЛЕГИЯ:**      **РЕСНЯНСКИЙ ЮРИЙ ДМИТРИЕВИЧ**  
    *(зам. главного редактора), д-р физ.-мат. наук*

**ИВАНОВА АННА РУДОЛЬФОВНА** (*ответственный секретарь*), *д-р физ.-мат. наук*  
**БОЛГОВ МИХАИЛ ВАСИЛЬЕВИЧ**, *д-р техн. наук, профессор*  
**ВАСИЛЬЕВ АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ**, *д-р геогр. наук, профессор*  
**ДОБРОЛЮБОВ СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ**, *д-р геогр. наук, профессор, член-корр. РАН*  
**КЛЕЩЕНКО АЛЕКСАНДР ДМИТРИЕВИЧ**, *д-р геогр. наук, профессор*  
**КРЫЖОВ ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ**, *д-р геогр. наук*  
**МЕЛЕШКО ВАЛЕНТИН ПЕТРОВИЧ**, *д-р физ.-мат. наук*  
**СЕМЕНОВ СЕРГЕЙ МИХАЙЛОВИЧ**, *д-р физ.-мат. наук, профессор*  
**ТОЛСТЫХ МИХАИЛ АНДРЕЕВИЧ**, *д-р физ.-мат. наук*  
**ХРИСТОФОРОВ АНДРЕЙ ВАЛЕНТИНОВИЧ**, *д-р геогр. наук, профессор*  
**ЧЕРНОГАЕВА ГАЛИНА МИХАЙЛОВНА**, *д-р геогр. наук, профессор*  
**ЦАТУРОВ ЮРИЙ САРКИСОВИЧ**, *канд. техн. наук*

**ЗАВЕДУЮЩАЯ  
РЕДАКЦИЕЙ**      **БОРИСОВА ВЕРА ВАСИЛЬЕВНА**

---

Ежемесячный научно-технический журнал “Метеорология и гидрология”  
является рецензируемым изданием и входит в Перечень ведущих рецензируемых  
журналов и изданий ВАК.

Журнал включен в систему Российского индекса научного цитирования,  
а также в международные реферативные базы данных или системы цитирования  
Web of Science, Scopus и Springer.

Электронные версии журнала на русском языке доступны на сайте  
Научной электронной библиотеки <http://www.elibrary.ru>.

Журнал издается на английском языке с 1976 г. под названием “Russian  
Meteorology and Hydrology”. Электронные версии статей на английском языке  
доступны на сайтах <http://pleiades.online>, <http://link.springer.com>.

Плата за публикацию статей не взимается.

---

**Учредитель журнала — Федеральная служба  
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды**

Зам. зав. редакцией *О. Ф. Осетрова*

Редакторы *Е. Е. Смирнова, Т. И. Крюк*

Корректор *Г. С. Литовченко*

Верстка *О. В. Нестеровой*

Рисунки *А. Й. Гавриченкова, Е. В. Дерюгиной*

Подписано к печати 24.04.2020. Формат 70x108 1/16

Усл.печ.л. 11,2. Усл.кр.-отт. 8,55.

Уч.-изд.л. 12,26. Тираж 300.

Индекс ММ-4.

Набрано в ФГБУ “НИЦ “Планета”

123376 Москва, Б. Предтеченский пер., 7

Отпечатано ООО “AC-Медиа”, 125252 Москва, ул. Зорге, д. 15

ФГБУ “Научно-исследовательский центр  
космической гидрометеорологии “Планета”,

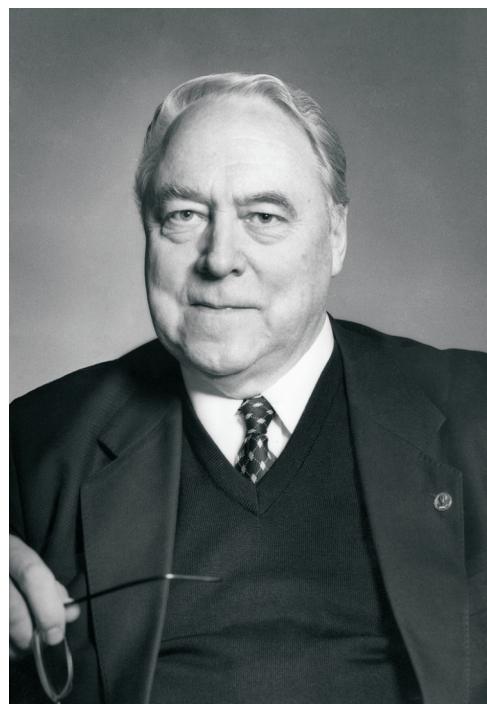
“Метеорология и гидрология”, 2020

Свидетельство о регистрации № 014815 от 16 мая 1996 г.

К 90-летию со дня рождения Юрия Антониевича Израэля (1930—2014 гг.)	5
<i>Р. С. Х. Эдельгерев, А. А. Романовская</i>	
Новые подходы к адаптации к изменению климата на примере Арктической зоны Российской Федерации	12
<i>М. Ю. Бардин, Э. Я. Ранькова, Т. В. Платова, О. Ф. Самохина, И. А. Корнева</i>	
Современные изменения приземного климата по результатам регулярного мониторинга	29
<i>В. М. Катцов, Е. И. Хлебникова, И. М. Школьник, Ю. Л. Рудакова</i>	
Вероятностное сценарное прогнозирование регионального климата как основа разработки адаптационных программ в экономике	
Российской Федерации	46
<i>С. М. Семенов, И. О. Попов, В. В. Ясюкевич</i>	
Статистическая модель для оценки формирования климатогенных угроз по данным мониторинга	
климата	59
<i>В. А. Гинзбург, С. В. Кострыкин, А. Г. Рябошапко, А. П. Ревокатова, И. О. Бушмелев</i>	
Условия стабилизации средней глобальной приповерхностной температуры на уровнях +2 и +1,5°C при использовании геоинженерного метода на основе стратосферных аэрозолей	66
<i>А. Н. Гельфанд, А. С. Каугин, И. Н. Крыленко, О. Н. Насонова, Е. М. Гусев, Е. Э. Ковалев</i>	
О проблеме тестирования гидрологической модели для оценки влияния изменений	
климата на речной сток	77
<i>А. Б. Полонский, А. Н. Серебренников</i>	
Интенсификация восточных пограничных апвеллинговых систем в Атлантическом	
и Тихом океанах	86
<i>И. В. Серых, А. Г. Костяной</i>	
О влиянии Атлантического и Тихого океанов на изменение климатических параметров	
Каспийского моря	96
<i>В. П. Горбатенко, И. В. Кужевская, К. Н. Пустовалов, В. В. Чурсин, Д. А. Константинова</i>	
Оценка изменчивости конвективного потенциала атмосферы в условиях	
изменяющегося климата Западной Сибири	108
<i>П. А. Торопов, М. А. Алешина, Г. А. Носенко, Т. Е. Хромова, С. А. Никитин</i>	
Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины	118
<i>О. А. Анисимов, С. А. Зимов, Е. М. Володин, С. А. Лавров</i>	
Эмиссия метана в криолитозоне России и оценка ее воздействия на глобальный климат	131
Всероссийская научная конференция с международным участием “Экология и климат”	144
<b>ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ</b>	
<b>ХРОНИКА</b>	

---

To the 90th Anniversary of the Birth of Y. A. Israel (1930—2014)	5
<i>R. S. Kh. Edel'geriev and A. A. Romanovskaya</i>	
New Approaches to the Adaptation to Climate Change: The Case of the Arctic Zone of Russia	12
<i>M. Yu. Bardin, E. Ya. Ran'kova, T. V. Platova, O. F. Samokhina, and I. A. Korneva</i>	
Modern Surface Climate Change as Inferred from Routine Climate Monitoring Data	29
<i>V. M. Kattsov, E. I. Khlebnikova, I. M. Shkol'nik, and Yu. L. Rudakova</i>	
Probabilistic Regional Climate Projecting as a Basis for Development of Adaptation Programs in the Economy of the Russian Federation	46
<i>S. M. Semenov, I. O. Popov, and V. V. Yasyukevich</i>	
Statistical Model for Assessing the Formation of Climate-related Hazards Based on Climate Monitoring Data	59
<i>V. A. Ginzburg, S. V. Kostrykin, A. G. Ryaboshapko, A. P. Revokatova, and I. O. Bushmelev</i>	
Conditions for Stabilization of Average Global Surface Temperature at the Levels of +2°C and +1.5°C by the Geoengineering Method Based on Stratospheric Aerosols	66
<i>A. N. Gel'jan, A. S. Kalugin, I. N. Krylenko, O. N. Nasonova, E. M. Gusev, and E. E. Kovalev</i>	
Testing a Hydrological Model to Evaluate Climate Change Impact on River Runoff	77
<i>A. B. Polonskii and A. N. Serebrennikov</i>	
Intensification of the Eastern Boundary Upwelling Systems in the Atlantic and Pacific Oceans	86
<i>I. V. Serykh and A. G. Kostyanoi</i>	
The Links of Climate Change in the Caspian Sea to the Atlantic and Pacific Oceans	96
<i>V. P. Gorbatenko, I. V. Kuzhevskaya, K. N. Pustovalov, V. V. Chursin, and D. A. Konstantinova</i>	
Assessment of Atmospheric Convective Potential Variability in Western Siberia in a Changing Climate	108
<i>P. A. Toropov, M. A. Aleshina, G. A. Nosenko, T. E. Khromova, and S. A. Nikitin</i>	
The Altai Glacier Degradation: Effects and Possible Reasons	118
<i>O. A. Anisimov, S. A. Zimov, E. M. Volodin, and S. A. Lavrov</i>	
DISCUSSION	
Methane Emission in the Russian Permafrost Zone and Assessment of Its Impact on Global Climate	131
<i>CHRONICLE</i>	
All-Russian Scientific Conference with International Participation “Ecology and Climate”	144



**К 90-летию со дня рождения  
Юрия Антониевича Израэля  
(1930—2014 гг.)**

15 мая 2020 г. исполнилось 90 лет со дня рождения выдающегося ученого, крупного государственного и общественного деятеля, академика Юрия Антониевича Израэля.

Со студенческой скамьи, связав свое будущее с фундаментальной и прикладной наукой, геофизическими и гидрометеорологическими исследованиями и их практическим применением, Юрий Антониевич отдавал этой работе весь свой профессиональный опыт, завидную интуицию крупного ученого и талантливого организатора. К началу творческой деятельности Ю. А. Израэля научным сообществом уже были накоплены определенные знания о возрастающем экономическом ущербе и человеческих жертвах от опасных гидрометеорологических явлений и стихийных бедствий в условиях роста масштабов хозяйственной деятельности, с одной стороны, и возможных неблагоприятных последствиях для окружающей среды в результате усиления антропогенного воздействия, с другой.

Наиболее мощным источником негативного воздействия на окружающую среду в те годы являлось проведение испытаний ядерного оружия. В связи с этим первый этап своей многогранной научной деятельности Ю. А. Израэль посвятил изучению вопросов радиоактивного загрязнения при ядерных взрывах, оценке и прогнозированию их воздействия на состояние окружающей среды. В период работы в Геофизическом институте и Институте прикладной геофизики он лично участвовал в проведении из-

мерений, осуществил сбор, обобщение и анализ обширных экспериментальных данных о рассеянии и поведении в окружающей среде радиоактивных веществ после испытаний ядерного оружия (1954—1974 гг.). Его исследования тех лет базировались на интеграции в единое целое специфических знаний в области ядерной физики, физической химии, физики атмосферы и гидрометеорологии. Юрий Антониевич разработал методику прогнозирования загрязнения местности при проведении ядерных испытаний различного типа. Применение этой методики при планировании конкретных ядерных взрывов имело большое практическое значение, поскольку позволяло заранее провести комплекс мероприятий, направленных на снижение неблагоприятных последствий радиоактивного загрязнения местности для населения, проживавшего на прилегающих к ядерным полигонам территориях.

Личный опыт Юрия Антониевича во многом помог Гидрометслужбе страны (которую он в этот период возглавлял) организовать в 1986 г. работы по измерению и исследованию радиоактивного загрязнения природной среды вследствие аварии на Чернобыльской АЭС. Ю. А. Израэль после аварии непосредственно руководил составлением программ наблюдений, осуществлял контроль качества экспериментальных данных, поддерживал предлагаемые новые средства и методы получения информации о радиоактивном загрязнении окружающей среды.

Обобщение и научный анализ экспериментальных данных, полученных специалистами разных организаций, позволили Ю. А. Израэлю предложить разработку физико-математических моделей миграции загрязняющих веществ в окружающей среде, их верификацию, а также новые формы представления обобщенной информации. Понимая научную значимость новой информации, он делал все от него зависящее для доведения этой информации до широкого круга специалистов. Под его редакцией была опубликована первая официальная карта радиационной обстановки на европейской части СНГ и государств Балтии по состоянию на январь 1993 г. В 1996 г. была издана его книга “Радиоактивные выпадения после ядерных взрывов и аварий”. В этой книге Юрий Антониевич представил детальную информацию об основных процессах, влияющих на характер радиоактивного загрязнения окружающей среды при различных типах взрывов, рассмотрел особенности формирования радиоактивных частиц и фракционирование изотопов при подземных ядерных взрывах, а также основные характеристики радиоактивного загрязнения объектов окружающей среды после Чернобыльской аварии, вследствие аварий на ПО “Маяк” и Сибирском химическом комбинате. Уникальной научной работой, проведенной по инициативе и под руководством Юрия Антониевича в трудные в финансовом отношении 1990-е годы, была подготовка и издание трех Атласов радиоактивного загрязнения природных сред. В 2000 и 2005 гг. Юрий Антониевич организовал успешное проведение международных конференций “Радиоактивность после ядерных взрывов и аварий”. Материалы этих конференций и в настоящее время являются настольными книгами для научных сотрудников, занимающихся различными аспектами радиационного мониторинга окружающей среды, и по праву входят в научное наследие, полезное для молодого поколения радиоэкологов.

Приняв в 1974 г. эстафету руководителя ГУГМС от выдающегося ученого, крупного государственного и общественного деятеля, академика Е. К. Федорова, Юрий Антониевич направил свою энергию и знания на

дальнейшее развитие и повышение эффективности деятельности Гидрометслужбы в целях удовлетворения запросов развивающейся экономики страны, на упрочение ее международного авторитета и престижа. Благодаря его усилиям в 1978 г. ГУГМС было преобразовано в Государственный Комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды, который он успешно возглавлял до 1992 г. Особое внимание Ю. А. Израэль сконцентрировал на вопросах модернизации службы в таких перспективных направлениях, как спутниковая и радиолокационная метеорология, автоматизация технологических процессов получения и эффективного использования гидрометеорологической информации и данных о загрязнении природной среды в интересах экономики и обороны страны, организация Государственной службы наблюдений и контроля за загрязнением окружающей среды, включая радиоактивное загрязнение.

Ю. А. Израэль по праву входит в плеяду выдающихся отечественных ученых, внесших основополагающий вклад в создание новейшего научного направления — мониторинга состояния окружающей природной среды, включающего оценку антропогенного воздействия на атмосферу, почву, поверхностные воды суши, моря и океаны.

Результаты выполненных Ю. А. Израэлем исследований позволили сделать следующий основной вывод — при планировании и осуществлении хозяйственной деятельности, связанной с поступлением загрязняющих веществ и парниковых газов в окружающую среду, необходимо учитывать физико-химические процессы и гидрометеорологические характеристики, определяющие поведение этих веществ в окружающей среде. Это явилось основой при подготовке Юрием Антониевичем в 1979 г. монографии “Экология и контроль состояния природной среды”, не теряющей своей значимости и в настоящее время. Эта монография в 1983 г. была удостоена золотой медали имени В. Н. Сукачева Академии наук СССР, присуждаемой за выдающиеся работы в области экологии.

Для практического решения задачи всестороннего анализа окружающей природной среды Юрий Антониевич предложил использовать специализированную информационно-измерительную систему мониторинга антропогенных изменений состояния окружающей среды. Термин “мониторинг” в отечественной научной литературе впервые появился в 1974 г. в его работе, посвященной глобальной системе наблюдений, прогнозу и оценке изменений состояния окружающей природной среды. В этой работе было дано определение понятия мониторинга как системы, включающей наблюдения за состоянием окружающей среды, оценку ее существующего и прогнозируемого состояния, позволяющую выделить вклад антропогенной составляющей в происходящих изменениях в природной среде. К основным принципам организации наблюдений в каждом пункте Юрий Антониевич отнес “...их систематичность и комплексность, что позволяет одновременно с наблюдениями за загрязнением воздуха, воды и почвы проводить сопутствующие наблюдения (метеорологические, гидрологические и некоторые другие)”. При формулировании задач системы мониторинга значительное внимание Ю. А. Израэлем было уделено научному анализу критерии оценки качества окружающей среды для их использования в ходе мониторинга, а также обоснованию приоритетных показателей загрязнения окружающей среды, подлежащих определению в процессе его проведения.

По инициативе Ю. А. Израэля в 1980 г. впервые в СССР прошла всеобъемлющая инвентаризация источников выбросов, были разработаны и установлены нормативы предельно допустимых выбросов. В пятилетние государственные планы социального развития страны был включен не только раздел “Охрана природы” с экологическими заданиями на снижение выбросов, но и выделяемый объем капитальных вложений, предназначенных для выполнения этих заданий с распределением по конкретным предприятиям и отрасли в целом.

Результаты работы Общегосударственной службы наблюдений и контроля загрязнения природной среды свидетельствовали о наметившихся положительных тенденциях в процессе снижения загрязнения атмосферного воздуха. К 1987 г. из числа контролируемых 918 городов, промышленных центров и населенных пунктов содержание взвешенных частиц в атмосферном воздухе стабилизировалось в 292, оксида углерода — в 215, диоксида азота — в 232, сероводорода — в 59 городах.

Юрий Антониевич Израэль — один из основоположников нового направления изучения океана и его роли в развитии мировой экологической ситуации: антропогенной экологии океана. В 1989 г. вышла в свет работа Ю. А. Израэля (в соавторстве с А. В. Цыбань) “Антропогенная экология океана”, в которой была дана оценка совокупности процессов и явлений, происходящих как в самом океане, так и за его пределами, но оказывающих большое влияние на состояние морской среды. По инициативе Ю. А. Израэля были проведены крупные экспедиционные работы в морях и океанах, позволившие не только создать пространственную картину современного состояния морей, но и ответить на ряд важных вопросов, сформулированных в рамках общей теории антропогенной экологии океана. Особое внимание при этом было уделено влиянию глобального потепления на изменение в окружающей среде в Арктике. Учитывая, что морские арктические экосистемы могут серьезно пострадать в результате процессов, связанных с потеплением, Ю. А. Израэль считал необходимым проведение долгосрочных исследований с использованием результатов научного мониторинга, данных наблюдений местных жителей и т. д. с целью оценки принципов функционирования этого исключительно продуктивного региона.

Интерес Юрия Антониевича к проблемам глобальной климатологии сформировался в 1970-х годах, прежде всего, в связи с возможными антропогенными изменениями глобального климата, которые в то время становились все заметнее. Особенно его интересовали следующие три направления: научное обоснование мониторинга глобального климата, концепция предельно допустимых антропогенных нагрузок на климатическую систему и возможность целенаправленного влияния человека на климат (инженерия климата).

Вопросам антропогенных изменений климата суждено было стать центральными в последние три десятилетия творческой деятельности Ю. А. Израэля. В 1987 г. под редакцией М. И. Будыко и Ю. А. Израэля вышла монография “Антропогенные изменения климата”, в которой подчеркивалось глобальное значение проблемы изменения климата и возможность ее решения только совместными усилиями ученых и правительства всех стран мира.

Ю. А. Израэль стал автором одного из заказных докладов, представленных в 1979 г. в Женеве в ходе Первой всемирной конференции по климату,

организованной Всемирной метеорологической организацией (ВМО). Конференцией была принята Декларация, обращенная ко всем странам мира, где рассматривались вопросы возможного значительного антропогенного изменения глобального климата, для решения которых необходимы беспрецедентные усилия по организации исследований проблемы изменения климата и новые формы международного сотрудничества.

Благодаря работам Ю. А. Израэля и ряда других известных ученых в начале 1990-х годов проблема глобального потепления была в значительной мере осознана мировым сообществом. Так, в 1990 г. на II Всемирной климатической конференции была отмечена важность разработки Рамочной конвенции по изменению климата, которая была принята на конференции ООН по окружающей среде и развитию в Рио-де-Жанейро в 1992 г.

Поскольку разработка Рамочной конвенции ООН по изменению климата имела очень существенную научную составляющую и не могла быть осуществлена без помощи ученых, ее научное обоснование было поручено Межправительственной группе экспертов по изменению климата (МГЭИК), созданной в 1987—1988 гг. Всемирной метеорологической организацией и Программой ООН по окружающей среде (ЮНЕП). Ю. А. Израэль стоял у истоков создания МГЭИК, в цикле первого оценочного доклада (1988—1990 гг.) был председателем ее Рабочей группы II “Оценка воздействий изменения климата”, а в дальнейшем до 2008 г. — вице-председателем этой авторитетной международной научной организации.

В 1990-х годах Ю. А. Израэль интенсивно занимался проблемой антропогенного воздействия на глобальный климат. Работая в МГЭИК, он все решительнее указывал на необходимость научного обоснования критических границ воздействия на климатическую систему, в том числе на необходимость научного обоснования Рамочной конвенции ООН об изменении климата и готовящегося тогда Киотского протокола. Ю. А. Израэль категорически возражал против попыток возложить принятие решения о таких критических границах на политиков.

Осенью 2003 г. в Москве в рамках участия России в “Группе восьми” прошла Всемирная конференция по изменению климата. Она была создана по инициативе Российской Федерации, и Ю. А. Израэль был ее организатором и председателем международного программного комитета. На этой конференции Ю. А. Израэль выступил с докладом “О концепции опасного антропогенного воздействия на климатическую систему и биосферу”, где были рассмотрены пути определения критических уровней воздействия на климатическую систему и критических границ ее состояния. По итогам конференции под руководством Ю. А. Израэля была опубликована работа “Научный анализ результатов конференции”, в которой в том числе был сделан вывод, что для России как климатозависимой страны необходима общегосударственная программа, направленная на оценку чувствительности природных и социально-экономических комплексов страны к возможным изменениям климата. Этот вывод во многом был учтен при разработке и принятии в 2009 г. Климатической доктрины Российской Федерации.

В 2004 г. по инициативе Юрия Антониевича в Российской академии наук был организован научный междисциплинарный Совет-семинар “Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола”. В него вошли известные специалисты по проблемам фундаментальной и прикладной климатологии, антропогенного воздействия на климатическую систему, биосферу и соци-

ально-экономические системы. К важным выводам, которые были сделаны участниками Совета-семинара, можно, в частности, отнести отсутствие научного обоснования Киотского протокола; неэффективность Киотского протокола в деле достижения целей Рамочной конвенции ООН об изменении климата; экономические риски для России, связанные с осуществлением Киотского протокола. Впоследствии материалы работы этого Совета-семинара были изданы отдельной книгой под редакцией Ю. А. Израэля.

Голос Ю. А. Израэля в мировом научном сообществе в отношении глобальных проблем, в особенности проблем антропогенного изменения климата и окружающей среды, был очень весом. Его многочисленные настоятельные требования о необходимости рассмотрения вопроса об ограничении антропогенного воздействия на климатическую систему прежде всего с научных позиций были поддержаны многими известными учеными и политиками. Во второй половине 2000-х годов Ю. А. Израэль все больше приходил к убеждению о недостаточности “киотских” методов для сдерживания глобального потепления и еще больше внимания уделял изучению возможности активного воздействия на глобальный климат с целью его стабилизации. В своей работе “Эффективный путь сохранения климата на современном уровне — основная цель решения климатической проблемы”, опубликованной в 2005 г., он акцентировал внимание на том, что основной целью решения этой проблемы является именно сохранение климата на уровне, называемом современным. Ю. А. Израэль, опираясь на известные исторические факты, пришел к выводу, что имеет смысл тщательно рассмотреть не только те антропогенные причины, которые приводят к глобальному потеплению, но и природные причины периодических похолоданий. К последним, среди прочих, следует отнести поступление в атмосферу Земли продуктов мощных вулканических извержений. В связи с этим он активно предлагал использовать введение в стратосферу аэрозолей для стабилизации роста глобальной температуры на уровне +2°C на протяжении всей второй половины XXI в., несмотря на увеличение концентрации парниковых газов. Ю. А. Израэль рассматривал предлагаемый метод как временную меру с целью выигрыша времени для перехода на низкоуглеродную энергетику, что может занять десятки лет. Кроме того, он учитывал, что некоторые негативные последствия метода стратосферных аэрозолей должны многократно компенсироваться низкой стоимостью его применения.

В отношении инженерии климата (или геоинженеринга) им предложено следующее определение: “Инженерией климата является любое целенаправленное действие, предназначенное для изменения потока поступающей на поверхность Земли коротковолновой солнечной радиации или на изъятие из атмосферы парниковых газов...”. Благодаря в том числе и настойчивым усилиям Ю. А. Израэля в России в 2011 г. была организована Международная конференция “Проблемы адаптации к изменению климата”, одна из секций которой была полностью посвящена исследованию возможностей стабилизации климата с помощью новых технологий.

Будучи человеком неуемной энергии, Ю. А. Израэль мечтал увидеть воплощение теоретических расчетов в практику применения методов инженерии климата. Для реализации этого он собрал межведомственную группу энтузиастов для организации локальных экспериментов с целью изучения процессов взаимодействия солнечного излучения с аэрозольным

веществом с заданными свойствами. Группе удалось впервые в мире провести в 2009—2011 гг. три таких эксперимента, практически подтвердив ряд ранее сформулированных положений и оценок.

Являясь долгое время академиком-секретарем Отделения океанологии, физики атмосферы и географии РАН, членом коллегии и президиума НТС Росгидромета, директором Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, главным редактором журнала “Метеорология и гидрология”, Ю. А. Израэль пользовался огромным авторитетом и уважением всех работников системы Росгидромета, многих российских и зарубежных ученых, руководителей и специалистов зарубежных метеослужб и особенно гидрометслужб бывших республик СССР — ныне СНГ и стран Балтии, официальных должностных лиц и работников многих международных организаций и, в первую очередь, ВМО, вице-президентом которой Ю. А. Израэль был в течение 12 лет.

За выдающийся вклад в исследование природной среды и результаты научных достижений, опубликованные в более чем 250 научных трудах, Ю. А. Израэль получил звание заслуженного деятеля науки Российской Федерации, был избран действительным членом Российской академии наук и Российской экологической академии. Удостоен многих государственных наград, многочисленных отечественных и зарубежных премий, в том числе Государственной премии СССР за работы в области охраны окружающей среды, Благодарности Президента Российской Федерации, премии ООН и ЮНЕП в области охраны окружающей среды имени Сасакавы, золотой медали имени В. Н. Сукачева АН СССР, золотой медали и премии Всемирной метеорологической организации. В составе МГЭИК в 2007 г. получил Нобелевскую премию мира, присужденную МГЭИК за усилия по накоплению и распространению более широких знаний об антропогенном изменении климата и созданию основ для мер, необходимых для противодействия такому изменению. Имя академика Юрия Антониевича Израэля присвоено созданному им Институту глобального климата и экологии Росгидромета. Один из лайнеров Аэрофлота носит имя “Академик Израэль”.

Славный трудовой путь, пройденный Ю. А. Израэлем, является ярким и достойным примером служения Родине. На всех участках своей работы, включая высокие государственные и общественные должности, Юрий Антониевич всегда проявлял высокий профессионализм, принципиальность, настойчивость и требовательность, большую работоспособность и эрудицию в сочетании с высокой культурой, чутким и внимательным отношением ко всем соратникам и коллегам. Все это снискало заслуженный авторитет, мировое признание и искреннее уважение всех, кто соприкасался в своей жизни с Ю. А. Израэлем.

*А. И. Бедрицкий, В. Г. Блинов, Ю. С. Цатуров*

При подготовке статьи использованы материалы монографии “Академик Юрий Антониевич Израэль. Человек и ученьи” (см. сайт [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)) и книги воспоминаний Ю. А. Израэля “Как это было”.

## Новые подходы к адаптации к изменению климата на примере Арктической зоны Российской Федерации

Р. С. Х. Эдельгериев\*, А. А. Романовская\*\*

Для Арктической зоны Российской Федерации — наиболее уязвимого к изменениям климата региона — предложен принципиально новый комплексный подход государственной деятельности по адаптации к изменяющимся условиям окружающей среды — территориальное планирование использования земель. Приведено научное обоснование мероприятий по адаптации природных экосистем на примере Арктического региона: предотвращения нарушений поверхностных покровов мерзлых пород, минимизации иных видов антропогенного воздействия и загрязнения, сохранения и увеличения альbedo поверхности в зимний период. Приведены примеры разработки двойной системы индикаторов: для контроля выполнения мероприятий и мониторинга эффективности адаптации (количественные индикаторы ущерба от изменений климата). Анализ всех показателей в системе мониторинга эффективности адаптации, а также прогнозные оценки показателей на 5–10 лет вперед обеспечивают принятие обоснованных управленческих решений о целесообразности корректировки применяемых адаптационных мер. Практическое применение результатов включает использование разработанных подходов в отраслевых, региональных планах и при формировании второго этапа Национального плана по адаптации к изменению климата.

**Ключевые слова:** изменение климата, адаптация, мониторинг, Арктика, опасные природные явления, Национальный план адаптации к изменению климата.

### Введение

Национальные мероприятия по адаптации к изменениям климата и их последствиям предусмотрены обязательствами стран — членов Парижского соглашения по климату [16]. Россия присоединилась к данному международному соглашению в сентябре 2019 г. [17] последней из стран — крупных эмиттеров, входящих в первую десятку по объему годовых выбросов антропогенных парниковых газов. Непростое для России решение было тем более тяжелым на фоне заключительной фазы процесса выхода из Парижского соглашения США. В результате тщательного анализа рисков и преимуществ от ратификации Парижского соглашения в экспертном научном сообществе было в том числе отмечено, что сравнительно высо-

\* Администрация Президента Российской Федерации.

\*\* Институт глобального климата и экологии им. академика Ю. А. Израэля; e-mail: an\_roman@igce.ru (Романовская Анна Анатольевна).

кие скорости потепления в Арктике обусловливают крайнюю уязвимость этого региона, который в географическом, экономическом и geopolитическом отношении является ключевым для Российской Федерации и нуждается в особых подходах к смягчению антропогенной нагрузки и адаптации к изменению климата. Так, средняя скорость повышения среднегодовой температуры воздуха на территории России в 1976—2018 гг. составила, по данным Института глобального климата и экологии имени академика Ю. А. Израэля,  $0,47^{\circ}\text{C}/10 \text{ лет}$ , что в 2,5 раза больше скорости роста глобальной температуры за тот же период ( $0,17$ — $0,18^{\circ}\text{C}/10 \text{ лет}$ ); в то же время линейный рост среднегодовой температуры Северной полярной области составил около  $0,76^{\circ}\text{C}/10 \text{ лет}$ , т. е. более чем в 4 раза выше глобальной скорости потепления [7].

Согласно данным NOAA [21], 2019 год стал вторым годом по степени сокращения площади морского льда в Арктике с 1979 г. Сокращение арктического ледяного покрова часто позиционируется как положительное последствие изменения климата для экономики России, которое позволит использовать континентальный шельф в качестве сырьевой базы, а также поддерживать судоходство на Северном морском пути круглогодично. Однако подобная экономическая интенсификация будет сопровождаться значительным увеличением антропогенной нагрузки на Арктический регион, ростом частоты нефтяных разливов, выбросов загрязняющих веществ, парниковых газов, а также короткоживущих климатически активных агентов, в том числе черного углерода, выпадение которого на снег и лед способствует усилению их таяния [4, 22, 24], что, в свою очередь, нельзя отнести к благоприятным последствиям для здоровья населения и состояния экосистем.

Среди негативных последствий изменения климата принято рассматривать так называемые медленные изменения (в Арктике это — деградация вечной мерзлоты, поднятие уровня океана, разрушение береговой линии океанического побережья, сокращение ледяного покрова, опреснение океана, перераспределение промысловых ресурсов рыболовства ([25] и др.)) и опасные природные явления — ураганы, пожары, наводнения, провалы грунта и т. д.

Планы экономического освоения Арктической зоны Российской Федерации должны основываться на принципах национальной и экологической безопасности региона и соответствовать принципам устойчивого развития, т. е. предусматривать экономическое и социальное развитие без ущерба для здоровья населения и при условии сохранения стабильности, устойчивости к внешним воздействиям и целостности экосистем. В основе устойчивого регионального и национального развития в изменяющихся внешних условиях, в том числе климатических, должно лежать грамотное территориальное планирование использования земель как основа любой адаптационной деятельности.

Ожидается, что в разрабатываемых к 2021 г. отраслевых планах адаптационных мероприятий в рамках первого этапа Национального плана адаптации к изменению климата (далее — НПА) отдельно будут выделены мероприятия в Арктической зоне Российской Федерации [15].

Предметом рассмотрения в настоящей статье является климатическая система и антропогенное влияние на нее. Цель статьи — анализ конкрет-

ных примеров адаптационных мероприятий в Арктике, обоснование территориального планирования использования земель как нового направления государственной деятельности по адаптации, а также рассмотрение подходов к мониторингу выполнения отдельных мероприятий и эффективности адаптации в целом на примере Арктической зоны РФ для использования при разработке второго этапа НПА.

### Определения и методические подходы НПА

В НПА [15] использовано определение термина “адаптация”, приведенное в работе [12]: “Адаптация к изменениям климата на государственном уровне — это система мер политического, законодательного, нормативно-правового, экономического, социального характера, осуществляемых федеральными органами исполнительной власти и органами исполнительной власти субъектов Российской Федерации и направленных на уменьшение уязвимости системы обеспечения национальной безопасности страны, субъектов экономики и граждан к последствиям изменений планетарного климата, климата на территории Российской Федерации, на территориях соседних государств и на прилегающих к ним акваториях Мирового океана, а также на использование благоприятных условий, обусловленных указанными изменениями”. Однако данное определение, помимо излишней детальности и громоздкости, имеет ряд смысловых недостатков:

— искаивает приоритетность мероприятий по адаптации, на первом месте среди которых должно быть здоровье населения, на втором — обеспечение продовольственной безопасности, на третьем — сохранение природного разнообразия экосистем России, а лишь затем — обеспечение национальной и экономической безопасности;

— полностью упускает из виду природные экосистемы, для сохранения которых требуется реализация ряда адаптационных мероприятий;

— не учитывает комплексное воздействие всех видов внешней нагрузки на здоровье населения, продовольственную безопасность, а также устойчивость социальных и природных экосистем, которое помимо изменения климата включает, например, химическое, физическое, биологическое и радиоактивное загрязнение [18]. Потенциал адаптации (т. е. экологически возможный предел устойчивого функционирования отдельного организма и (или) целой экосистемы в изменяющихся условиях) находится в зависимости от комплексного воздействия всех видов антропогенной нагрузки.

Поэтому в нашей работе продолжим пользоваться данным ранее [18] определением: “Адаптация природных и социально-экономических систем — это мероприятия по обеспечению устойчивости систем и их нормального функционирования в изменяющихся условиях окружающей среды, в том числе климата”.

В силу отмеченных выше ограничений принятого определения адаптации НПА не предусматривает разработку планов по адаптации природных экосистем, так же как не предполагается подготовка кросс-отраслевых и (или) кросс-региональных мероприятий федерального уровня. При этом подавляющее большинство мероприятий по адаптации социально-экономических и природных систем носит именно такой комплексный характер.

Например, сокращение количества осадков и увеличение частоты засух в летний период на юге европейской части России [7] могут в конечном итоге потребовать комбинированных масштабных решений федерального уровня — от перераспределения речного стока до расширения или изменения локализации основной земледельческой зоны в России с соответствующей инфраструктурой и населением, — которые не могут быть осуществлены только в рамках отраслевого плана адаптации агропромышленного комплекса. Территориальное планирование использования земель не только в пределах региона, но и шире, межрегиональное и в пределах всей страны, относится к наиболее перспективным направлениям адаптации с точки зрения сохранения здоровья населения и повышения стабильности социальных, экономических и природных систем.

При формировании второго этапа НПА необходимо изменить интерпретацию понятия мониторинга эффективности реализованных мер адаптации. В рамках первого этапа [15] предполагается выполнение мониторинга эффективности адаптации однократно в виде отдельной задачи со сроком исполнения во втором квартале 2022 г. (учитывая, что ни одно из мероприятий, перечисленных в плане первого этапа, как таковым мероприятием по адаптации не является, а только предполагает подготовку перечня таких мероприятий ко второму этапу). Согласно работе [11], понятие “мониторинг” предполагает не разовую оценку эффективности, а создание постоянно действующей системы регулярного наблюдения, оценки эффективности результатов, прогноза состояния систем, а также создание блока управления (обратной связи) с целью своевременной корректировки применяемых адаптационных мер [18]. На национальном уровне следует определить исполнительный орган, ответственный за постоянный мониторинг адаптации, способный не столько следить за выполнением отдельных мероприятий или отраслевых и региональных планов (которые будут находиться в ведении соответствующих министерств, ведомств и региональных властей), сколько регулярно соотносить прогнозируемое изменение климата и уязвимость населения, социально-экономических и природных систем с полученными и прогнозируемыми эффектами мероприятий по адаптации и обоснованно делать вывод о достаточности или недостаточности реализуемых и запланированных мер. Практически опыт такой комплексной работы в области изменения климата есть в системе Росгидромета.

Создание системы мониторинга адаптации потребует регулярного использования большого количества разнообразных индикаторов выполнения и эффективности адаптации, а также разносторонней межведомственной информации о климатической деятельности, единым порталом управления которой в России может быть ЕСИОКД — единая система информационного обеспечения климатической деятельности [2].

### **Основы и направления адаптации на примере Арктической зоны Российской Федерации. Мониторинг эффективности адаптации**

Увеличение глубины сезонного протаивания многолетнемерзлых пород рассматривается как одно из наиболее серьезных последствий изменения климата для территории криолитозоны [26] и России в целом [6]. По оцен-

кам Министерства по развитию Дальнего Востока и Арктики России, ежегодные экономические потери от таяния вечной мерзлоты в Российской Федерации составляют от 50 до 150 млрд. руб. (<https://www.bloomberg.com/news/articles/2019-10-18/russia-s-thawing-permafrost-may-cost-economy-2-3-billion-a-year>), хотя для того чтобы однозначно связывать этот ущерб только с изменением климата, требуются дополнительные исследования. Сложные взаимосвязи между природными и антропогенными системами в Арктике уменьшают возможности стабилизации многолетнемерзлых пород [29]. Согласно данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата, глубина сезонного протаивания увеличится на 3—4 м к 2100 г., а площадь приповерхностной вечной мерзлоты существенно уменьшится: на 90% ( $(12,7 \pm 5,1) \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ) к 2300 г. для сценария максимального потепления (RCP8.5) и на 29% ( $(4,1 \pm 0,6) \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ) для среднего сценария (RCP4.5), причем значительная часть этих долгосрочных потерь уже произойдет к 2100 г. [26]. До 20% зоны вечной мерзлоты с максимальным содержанием в грунтах льда может подвергнуться быстрому оттаиванию в течение нескольких лет или даже месяцев [28].

По мнению автора работы [13], в оценках реакции криолитозоны на современные и прогнозируемые изменения климата недостаточно учитывается специфика теплообмена толщи многолетней мерзлоты с внешней средой, которая находится в зависимости от опосредованного воздействия на поверхность ледников через систему покровов (растительный, почвенный, грунт деятельного слоя), т. е. через ландшафт и его компоненты. Согласно 40-летним мониторинговым исследованиям Института мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, в Якутии в естественных ландшафтах нет тенденции увеличения глубины протаивания и повышения температуры мерзлоты [9]. Однако такие явления широко распространены в зонах, подверженных антропогенному воздействию: в населенных пунктах, в районах инфраструктурных сооружений и т. п. Это свидетельствует о комплексном влиянии разных факторов на многолетнемерзлые грунты и глубину их протаивания в этих зонах.

Так, в зонах застройки определяющее влияние на более глубокое протаивание, а впоследствии и на проседание или провал грунта могут оказывать сами строения, нагревая в течение многих лет окружающие фундамент грунты. Для сокращения такого воздействия адаптационной мерой является возведение строений на сваях, что обеспечивает свободную циркуляцию холодного воздуха между нижними этажами и грунтом.

Деградации многолетнемерзлых грунтов и пород способствует нарушение их поверхности, растительного и мохового покрова, торфяного слоя (которые являются теплоизоляторами между воздухом и грунтом), нарушение водного стока (например, формирование таликов вдоль линейных инфраструктурных объектов, приводящих к подтаиванию соседних участков мерзлоты), изменения в накоплении снега и т. п. Любые мероприятия, направленные на поддержание целостности системы покровов на поверхности вечной мерзлоты, будут являться адаптационными к изменению климата как для социально-экономических систем, так и для естественных экосистем тундровой и лесной зон. В частности, целесообразно ввести запрет на бесконтрольное передвижение по тундре на вездеходах и трак-

торах, ведущее к многолетнему нарушению почвенного покрова и увеличению глубины сезонного протаивания.

Воссоздание и сохранение высокопродуктивного растительного покрова тундровых экосистем продемонстрировано в результате эксперимента по интродукции сохранившихся видов мегафауны (якутские лошади, северные олени, лоси, овцы, овцебыки, яки, зубры и маралы) с целью воссоздания почв и ландшафтов, характерных для мамонтовых тундростепей плейстоцена, на территории заказника на северо-востоке Якутии в нижнем течении Колымы [30]. Эксперимент показал, что восстановление пастбищных экосистем с равномерной нагрузкой крупных травоядных приводит к формированию плотного растительного покрова на используемых территориях, увеличению гумусового слоя почв пастбищ, росту плотности почв, а также утаптыванию снежного покрова зимой — факторам, которые влияют на более глубокое промерзание почв зимой и сокращение их прогрева летом. Пастбищная нагрузка в тундровой зоне позволит также замедлить распространение на север кустарников и другой древесной растительности, что скажется положительно на альбедо территории [27], а также на балансе парниковых газов, учитывая, что при грамотной нагрузке на пастбища будут формироваться высокопродуктивные травянистые сообщества.

В этом отношении в качестве перспективного адаптационного мероприятия в зоне тундры можно предложить восстановление численности стада северных оленей, поголовье которых снизилось с начала 1990-х годов более чем в полтора раза, и дальнейшее его наращивание, учитывая, что, помимо положительного эффекта на растительный покров тундры и сохранение вечной мерзлоты для оленей характерны более низкие выбросы метана от внутренней ферментации по сравнению с крупным рогатым скотом (в 3—6 раз в зависимости от категории крупного рогатого скота) [14]. Даже частичная замена потребления говядины на оленину будет, таким образом, способствовать снижению выбросов парниковых газов от сельского хозяйства в стране.

Для северной и средней тайги наиболее актуальной проблемой является распространение лесных пожаров, особенно в Восточной Сибири и Якутии. При этом в границы Арктической зоны, обозначенные Указом Президента РФ от 2 мая 2014 г. № 296, попадают наиболее труднодоступные леса, относящиеся к категории “резервных” лесов в составе лесного фонда. Согласно новой редакции Лесного кодекса РФ от 4 декабря 2006 г. № 200-ФЗ, с 1 июня 2019 г. исключены положения о пожаротушении на территории резервных лесов только при угрозе населенным пунктам и объектам инфраструктуры, что обеспечивает необходимую нормативно-правовую базу для проведения мер по сохранению этих лесов. Однако новое лесопожарное зонирование, установленное приказом Рослесхоза (от 7 июня 2018 г. № 468), все еще относит обширные площади лесного фонда Сибирского и Дальневосточного федеральных округов к зоне исключительного обнаружения с помощью космических средств и преимущественно авиационного тушения. Субвенции из федерального бюджета на тушение пожаров и другие меры по охране и защите таких лесов субъекты РФ не получают — решение, которое целесообразно пересмотреть в контексте

развития адаптационных мероприятий в Арктической зоне и во всей лесной зоне России.

Нефтяное загрязнение почв и грунтов приводит к снижению альбедо поверхности, исчезновению растительного покрова и в конечном итоге к многолетнему увеличению глубины сезонного протаивания мерзлых грунтов от 30 до 200%, хотя изменение теплофизических свойств загрязненных мерзлых грунтов при этом направлено на незначительное уменьшение глубины сезонноталого слоя (на 9—13%) [8]. В настоящее время основные площади (до 40 тыс. га) нефтезагрязненных земель (хемоземы) сосредоточены в Ханты-Мансийском автономном округе — центральном районе добычи российской нефти [19], который формально не входит в Арктическую зону согласно Указу Президента РФ. Однако в условиях планируемой интенсификации нефтедобычи в Арктике, в частности в Ямalo-Ненецком автономном округе, проблема хемоземов будет распространяться и на арктические территории. Рекультивация хемоземов микробными методами в условиях низкой температуры и короткого вегетационного периода малоэффективна, поэтому физическое удаление загрязненных нефтью слоев подстилки, почвы и грунта является наиболее надежным способом восстановления земель [1]. Мероприятия по сокращению загрязнения природных и урбанизированных территорий повышают их природный потенциал адаптации к изменению климата. Последнее верно как для наземных, так и для морских экосистем.

Помимо нефтяных разливов экосистемы в Арктике подвергаются значительному химическому загрязнению, приводящему к деградации растительности и экосистем в целом (например, [3]). На фоне дополнительных внешних воздействий в виде водного или теплового стресса при изменении климата может быть спровоцирована гибель экосистем даже при средних уровнях химического загрязнения. Снижение выбросов загрязняющих веществ в атмосферу, а также восстановление деградированных экосистем наиболее устойчивыми к загрязнению видами являются важными направлениями действий по адаптации в загрязненных районах.

В данном контексте нельзя обойти тему выпадений черного углерода и уменьшения альбедо снега и льда в Арктике в результате затемнения белой поверхности. Основными источниками загрязнений черным углеродом в зоне тайги являются лесные пожары, однако атмосферный перенос этого вещества в район ледяного покрова Северного Ледовитого океана не превышает 1—10% [24]. Поэтому в Арктической зоне РФ наибольшее влияние оказывают выбросы черного углерода от морского транспорта, сжигания попутного нефтяного газа на факелях и бытового сжигания топлива [22]. Тенденция последних лет показывает, что в Арктике активно внедряется нормативное регулирование по увеличению степени утилизации попутного газа до 95% от объема, добытого на действующих месторождениях (Постановление Правительства РФ от 8 ноября 2012 г. № 1148). А в 2019 г. НК “Роснефть” был реализован уникальный для России проект по закачке попутного газа во временное подземное хранилище с целью его дальнейшей утилизации, а не для поддержания пластового давления (<https://www.rosneft.ru/press/news/item/198509/>). Однако в ближайшее время не предполагается снижать выбросы черного углерода и других загряз-

няющих веществ в атмосферу региона параллельно с освоением новых морских месторождений: Постановлением Правительства РФ от 28 декабря 2017 г. № 1676 были установлены дополнительные понижающие коэффициенты к ставкам платы за выбросы в атмосферный воздух загрязняющих веществ, образующихся при сжигании на факельных установках или рассеивании попутного газа на новых морских месторождениях углеводородного сырья, расположенных в пределах Баренцева, Карского, Печорского, Чукотского, Восточно-Сибирского, Белого морей и моря Лаптевых. Введение более жестких требований к выбросам загрязняющих веществ, к качеству топлива морских судов, в том числе перевод судов на сжиженный природный газ и атомную энергетику, — действенные адаптационные меры к изменению климата в Арктике.

Рассмотрение вопросов уязвимости и адаптации в Арктическом регионе требует отдельного внимания к проблеме сохранения коренных малочисленных народов Севера (Распоряжение Правительства РФ от 17 апреля 2006 г. № 536-р). Традиционный уклад жизни этих народов основан на рациональном использовании природных ресурсов, сбалансированном подходе к их потреблению и восстановлению, основанном на разреженности популяции и кочевом образе жизни. Как правило, к климатическим изменениям коренные народы хорошо адаптированы и могут изменять свою локализацию в зависимости от изменений в окружающей среде. При этом традиционные знания и опыт могут стать достойным примером адаптационных мероприятий в области природопользования и устойчивого развития Севера. Наибольший ущерб коренным народам приносит технологическое и сырьевое освоение Арктики, которое приводит к сокращению используемых коренным населением площадей, а также к многолетней деградации природных территорий в очень короткие сроки, разрушая традиционную среду обитания народов и нанося ущерб их культурной самобытности [5]. Поэтому основой адаптации коренных народов Севера к изменению климата является минимизация других видов воздействий на их среду обитания и культуру.

Наконец, угрозы здоровью граждан, устойчивости социальных и природных систем, в том числе увеличение деградации вечной мерзлоты Арктической зоны РФ, возникают при наступлении опасных природных явлений или техногенных катастроф, которые прямо или косвенно могут быть связаны с изменением климата: волны жары или холода, пожары, экстремальные осадки, наводнения, оползни, эрозия береговой линии, размывы дорог, прорывы дамб, провалы грунта, отключения энергоснабжения и отопления, загрязнение источников питьевой воды, эпидемии и др. Адаптационные мероприятия для этих явлений делятся на следующие группы:

— упреждающие или профилактические: системы раннего оповещения населения о чрезвычайных ситуациях, противопожарные мероприятия (в том числе профилактика лесных пожаров), использование оптимальных средств и методов защиты береговой линии, профилактика весенних паводков подрывами льда на затороопасных участках рек, обеспечение населения независимой энергией (например, ветряных электростанций), формирование запасов питьевой воды, разъяснение населению правил пове-

дения в тех или иных чрезвычайных ситуациях, страхование здоровья и ущерба и т. д.;

— мероприятия по ликвидации экономического и неэкономического ущерба: если для минимизации и ликвидации экономического ущерба и угрозы жизни система мероприятий в России развита сравнительно хорошо, то неэкономические потери, такие как экосистемный ущерб, ущерб здоровью населения, моральный ущерб, вынужденная миграция и т. п., в России не оцениваются, и ни их мониторинг, ни тем более их ликвидация не ведется ни одним ведомством. Как показывают исследования, с учетом потерь экосистемных услуг монетарная оценка ущерба возрастает в несколько раз [20, 23]. К сожалению, разработка адаптационных мероприятий в отношении неэкономических потерь первым этапом НПА в явном виде не предусмотрена.

Рассмотренные выше адаптационные мероприятия приведены в таблице. При этом отдельным мероприятием в области адаптации, которое не вошло в сводную таблицу, является просвещение населения по вопросам изменений климата, региональных и глобальных последствий этих изменений, мерам по митигации и адаптации. Этот вопрос в достаточной мере проработан в рамках первого этапа утвержденного НПА и предусматривает включение соответствующих программ в федеральные государственные образовательные стандарты общего и среднего профессионального образования [15]. Следует также отметить, что мероприятия в таблице не ранжированы по степени экономической целесообразности, так как такой анализ требует оценки финансовых затрат на выполнение того или иного мероприятия, что не входило в задачи нашего исследования.

Социально-экономические меры можно объединить в рамках общего направления деятельности по территориальному планированию использования земель как новому направлению адаптации в региональном и национальном масштабах в изменяющихся условиях окружающей среды, в том числе в условиях изменения климата. При этом замена традиционного понимания территориального планирования в виде части деятельности исключительно в границах населенных пунктов (Градостроительный кодекс Российской Федерации от 29 декабря 2004 г. № 190-ФЗ) должна повлечь разработку комплексных программ по организации социально-экономического развития в условиях минимизации ущерба здоровью населения, обеспечения рационального природопользования на основе возобновляемых ресурсов и обеспечения экологической безопасности (в том числе нулевого баланса антропогенных выбросов и поглощения парниковых газов) в масштабах одного или нескольких регионов и России в целом. Именно эта деятельность должна в будущем стать основой адаптационных мероприятий по защите здоровья населения и устойчивости социальных и экономических систем.

В контексте отраслевого плана по адаптации Арктической зоны РФ как одного из регионов с максимальным уровнем суровости климатического режима (например, [10]) и повышенным уровнем риска для инфраструктурных объектов на первом этапе следует проанализировать, какое количество постоянного населения должно проживать в этой зоне для обеспечения работы промышленных центров; одновременно можно оценить воз-

можность существенного увеличения количества людей, работающих вахтовым методом. Остальное население целесообразно переместить в более комфортные и безопасные для жизни и здоровья районы нашей страны. Это также самый надежный подход к решению проблемы здоровья населения в таких промышленных центрах, как Норильск, Мончегорск, Никель, где без должного территориального планирования поселения развивались в непосредственной близости от предприятий. По результатам такого анализа на втором этапе можно будет выстроить план дальнейших адаптационных мероприятий в населенных пунктах и инфраструктуре, определить количество жилья, дорог и др., которое следует реконструировать для ликвидации угрозы обрушений от протаивания вечной мерзлоты и т. п.

Аналогичным образом следует поступать при разработке мероприятий по минимизации других возможных негативных последствий изменения климата, например, в районах с повышенным риском затоплений в результате паводков, возможных прорывов дамб, оползней и т. д. следует определить безопасные места проживания и заблаговременно переселить туда население. Перераспределение населения по территории страны — уникальная возможность адаптации, которая возможна только для больших по площади и разнообразных по климатическим условиям стран, таких как Россия. На такие проекты должны прежде всего выделяться государственные средства из федерального бюджета, в том числе в рамках Национального плана адаптации к изменению климата.

Для контроля выполнения мероприятий и мониторинга эффективности выполняемых мер с точки зрения достигнутой адаптации к изменениям климата необходимо развить двойную систему индикаторов: индикаторы степени реализации запланированных мероприятий и индикаторы повышения устойчивости систем к изменениям климата, т. е. эффективности адаптации (см. таблицу). Если первые должны контролироваться ответственным органом исполнительной власти или власти субъектов, который отвечает за реализацию конкретного мероприятия, то последние являются независимыми от отдельных мероприятий и призваны демонстрировать конечный результат сокращения климатического ущерба социально-экономических и природных систем (в абсолютных или относительных единицах).

В рамках мониторинга эффективности адаптации необходимо проводить комплексный анализ индикаторов обоих видов и составлять для них прогноз на ближайшие 5—10 лет с учетом тенденций изменения климата и сценариев сокращения антропогенных выбросов парниковых газов. При формировании второго этапа НПА целесообразно предусмотреть возможность регулярной корректировки плана (в том числе ежегодной) вместо его периодического полного обновления. В случае исчерпания потенциала каких-то мер, но при этом потребности в дальнейшем наращивании адаптации в том или ином направлении для минимизации климатических рисков в системе мониторинга будет сделан вывод о необходимости замены одних мер другими, в том числе более дорогостоящими. С другой стороны, адаптация имеет свои ограничения в рамках имеющегося потенциала, исчерпание которого также будет зафиксировано в системе мониторинга в виде отрицательного тренда в показателях эффективности адаптации.

**Примеры адаптационных мероприятий в Арктической зоне РФ, индикаторы их выполнения и мониторинга эффективности адаптации**

Риски и угрозы	Направления и способы адаптации	Мероприятия	Индикаторы выполнения мероприятий	Индикаторы эффективности адаптации
Ущербение опасных природных явлений и чрезвычайных ситуаций в результате изменения климата (в том числе провалов грунта и обрушений зданий), в том числе:	Здоровье населения и социально-экономические системы	Территориальное планирование использования земель Изменение населения по территории страны с целью сокращения количества граждан, проживающих в неблагоприятных или потенциально опасных для жизни и здоровья условиях Постройка новых инфраструктурных объектов в соответствии с обновленными нормами и правилами Системы раннего оповещения населения о чрезвычайных ситуациях и образование населения	I этап: Прогнозирующее население страны, проживающего в неблагоприятных или потенциально опасных для жизни и здоровья условиях II этап: Реконструкция и строительство новых инфраструктурных объектов в соответствии с обновленными нормами и правилами Системы раннего оповещения населения о чрезвычайных ситуациях и образование населения	Средняя продолжительность жизни граждан; количество смертельных случаев среди населения иоценка нанесенного экономического и некономического ущерба здоровью и имуществу граждан на единицу опасных явлений и чрезвычайных ситуаций в результате изменения климата
Упреждающие и профилактические меры защиты населенных пунктов и объектов экономики	— Пожары	Обеспечение населения питьевой водой	Мощность источников независимого энергообеспечения, объем запасов (источников) питьевой воды	Количество действующих источников питьевой воды
— Наводнения	— Эпидемии	Противопожарные мероприятия Защита береговой линии (противонаночные ламбы, волноломы, укрепление береговой линии и др.) Подсыпка грунта на загородо-пастных участках рек	Количество подъездов к общему количеству загородо-пастных участков	Соотношение числа подъездов к общему количеству загородо-пастных участков
		Профилактика неконтролируемых эпидемий и пандемий, в том числе трансмиссивных, иммунизация, контроль санитарно-гигиенического благополучия	Число заболеваемости вирусными инфекциями в результате изменения климата и в период чрезвычайных ситуаций	

<p>— волны жары и холода</p> <p><b>Диспансеризация населения, профилактика хронических сердечных заболеваний, проверка готовности медицинских учреждений</b></p> <p>Снижение уровня загрязнения атмосферного воздуха, водных объектов, продуктов питания</p> <p>— все чрезвычайные ситуации в результате изменения климата</p>	<p>Отчеты о проведении диспансеризации населения и заборилактике сердечных заболеваний, блок показателей обеспеченности и эффективности работы медицинских учреждений</p> <p>уровни загрязнения атмосферного воздуха, водных объектов по ландым Мониторинга Ростидромета</p> <p>Распределение по контролью качества продуктов питания</p> <p>Количество мероприятий и объемы их выполнения по сравнению с причинным ущербом</p>	<p>Соотношение причиненного и возмещенного экономического и неэкономического ущерба</p>
<p><b>Ликвидация нанесенного ущерба</b></p>	<p>Мероприятия по компенсации экономического ущерба, восстановлению объектов инфраструктуры и экономики, рекультивации земель и восстановлению нарушенных экосистем и др.</p>	<p>Общий объем застрахованного ущерба от изменения климата</p>
<p><b>Риск для коренных народов Севера</b></p>	<p>Минимизация всех видов антропогенного воздействия на среду обитания коренных народов</p>	<p>Площади рекультивированных и загрязненных, деградированных земель. Тренды загрязнения атмосферного воздуха, водных объектов и почвы по данным фонового мониторинга Ростидромета.</p>
<p><b>Увеличение глубины сезонного промерзания вечной мерзлоты</b></p>	<p>Сохранение целостности поверхности теплонизолирующих слоев на урбанизированных территориях</p>	<p>Развитие зеленых зон в границах крупных городов, рекультивация нарушенных и деградированных земель с целью создания покрова</p>
		<p>Соотношение глубины прогревания зеленых зон и площади сплошной застройки в городах; площадь рекультивированных земель по отношению к площади деградированных земель</p> <p>Динамика глубины прогревания вечной мерзлоты по отношению к динамике поверхности температуры воздуха по данным сети мониторинга на урбанизированных территориях</p>

*Продолжение таблицы*

Риски и угрозы	Направления и способы адаптации	Мероприятия	Индикаторы выполнения мероприятий	Индикаторы эффективности адаптации
Увеличение глубины сезонного протагивания вечной мерзлоты на урбанизированных территориях	Регулирование водного стока на урбанизированных территориях	Создание эффективной дренажной системы в поселениях и вдоль линейных объектов инфраструктуры Сохранение снега на зданиях, уличных пространствах, сокращение выбросов черного углерода от транспорта и бытового сжигания	Число реконструированных (созданных) дренажных систем Данные расчетного мониторинга выбросов черного углерода на территории поселений	Динамика глубины протагивания вечной мерзлоты по отношению к динамике поверхности температуры воздуха по данным сети мониторинга криолитозон в природных экосистемах
Увеличение альбедо поверхности		Природные системы	Поголовье оленей, продуктивность оленевых пастбищ	Поголовье оленей, продуктивность оленевых пастбищ
Сокращение нефтяного и химического загрязнения экосистем		Развитие оленеводства, создание высокопродуктивных оленевых пастбищ	Введение в действие соответствующей нормативной базы, контроль ее выполнения Ежегодные площади пожаров.	Площадь пожаров
Увеличение альбедо поверхности		Сокращение почвенного покрова нарушения почвенного покрова тундры Сохранение растительного покрова в зоне тундры и тайги	Запрет бесконтрольного передвижения на вездеходах и тракторах в зоне тундры Сокращение травяных и лесных пожаров	Лесистость территории. Площадь приюющих лесных насаждений по отношению к площадям лесовосстановления и загражненных земель. Тренды загрязнения атмосферного воздуха, водных объектов и почвы по данным фонового мониторинга Ростидромета
Эрозия береговой линии, повышение уровня оксана		Механические средства защиты береговой линии	Данные расчетного мониторинга выбросов черного углерода в регионе	Количество действующих средств защиты береговой линии

<b>Участие опасных природных явлений в результате изменения климата</b>	<b>Профилактические меры</b> по защите и охране лесов и тундры; мониторинг и тушение пожаров	Санитарные рубки леса, противопожарные полосы, обустройство вертолетных площадок, регулярный авиамониторинг в пожароопасные периоды, авиа- или наземное тушение пожаров. Рекультивация деградированных земель	Объемы выполненных мероприятий. Площадь погибших лесных насаждений по отношению к площади лесовосстановления. Площадь рекультивированных земель	Ежегодные площади лесных и травянистых пожаров, площади погибших насаждений, площади деградированных и рекультивированных земель
---	---	---	---	--

В таком случае возникает необходимость проведения анализа изменившихся внешних условий и пересмотра предыдущих решений о распределении населения в рамках первого этапа территориального планирования использования земель.

## Заключение

Разработка отраслевых и региональных адаптационных мероприятий к изменению климата предусмотрена обязательствами по Парижскому соглашению и первым этапом НПА [15]. При этом одним из наиболее уязвимых к внешним воздействиям регионом страны является Арктическая зона с позиции угрозы как здоровью населения и функционированию социально-экономических систем, так и устойчивости природных экосистем. На примере этого региона были рассмотрены подходы к разработке адаптационных мер для составления НПА. Показано, что Национальный план адаптации к изменению климата не является алгебраической суммой отраслевых и региональных планов и должен изначально содержать комплексные подходы и направления адаптации.

Предметом рассмотрения настоящей статьи является климатическая система и антропогенное влияние на нее. В работе предложен принципиально новый комплексный подход — территориальное планирование использования земель в региональном и национальном масштабах как основа адаптации при обеспечении устойчивого социально-экономического и экологического развития территории в изменяющихся условиях внешних воздействий, в частности климата. При этом на первом этапе территориального планирования проводится оценка количества граждан, которое должно проживать в неблагоприятных или потенциально опасных для жизни и здоровья условиях Арктического региона с целью обеспечения работы промышленных центров (учитывая возможность выполнения работы вахтовым методом), и перемещение остального населения в более комфортные и безопасные для жизни и здоровья районы нашей страны. На втором этапе выстраивают план дальнейших адаптационных мероприятий по реконструкции объективно необходимых объектов инфраструктуры с целью ликвидации угрозы обрушений и провалов от протаивания мерзлых пород и других чрезвычайных ситуаций. Аналогичным образом следует поступать при разработке мероприятий по минимизации других возможных негативных последствий изменения климата в

любом регионе страны. На такие проекты должны прежде всего выделяться средства из федерального бюджета.

Адаптация природных экосистем Арктической зоны должна строиться на предотвращении нарушений поверхностных покровов мерзлых пород, минимизации нефтяного, химического и механического загрязнения экосистем, а также на сохранении и увеличении альбедо поверхности в зимний период.

Основными направлениями научной работы в рамках НПА, помимо классических исследований изменения климата, его последствий и уязвимости, должен стать анализ обоснованности и полноты охвата разработанных отраслевых и региональных планов в рамках первого этапа НПА, анализ экономической целесообразности и обоснование выбора приоритетных мер второго этапа, а также разработка кросс-отраслевых мероприятий федерального уровня. Целесообразно наращивать научные исследования в области обоснования потенциалов адаптации (в том числе ограничений адаптации) социальных, природных и экономических систем в зависимости от сценария изменения климата, а также разработки научно обоснованных предложений по целевым показателям адаптации.

Для контроля выполнения мероприятий и мониторинга эффективности выполняемых мер с точки зрения достигнутой адаптации к изменениям климата необходимо развивать двойную систему индикаторов: индикаторы степени реализации запланированных мероприятий и индикаторы повышения устойчивости систем к изменениям климата, т. е. эффективности адаптации. Анализ всех показателей в системе мониторинга эффективности адаптации, а также прогнозные оценки показателей на 5—10 лет вперед обеспечивают принятие обоснованных управленческих решений о целесообразности корректировки применяемых адаптационных мер. При этом необходимо регулярно соотносить прогнозируемое изменение климата и уязвимость объектов к его последствиям с полученными и прогнозируемыми эффектами мероприятий по адаптации и обоснованно делать вывод о достаточности или недостаточности реализуемых и запланированных мер. Практический опыт такой комплексной работы в области изменения климата есть в системе Росгидромета.

## Литература

1. Аветов Н. А., Шишконакова Е. А. Загрязнение нефтью почв таежной зоны Западной Сибири. — Бюллетень Почвенного института им. В. В. Докучаева, 2011, вып. 68, с. 45—55.
2. Бедрицкий А. И. О формировании комплексного информационного обеспечения климатической деятельности в Российской Федерации. — Труды ВНИИГМИ-МЦД, 2019, вып. 184, с. 5—23; file:///C:/Users/igce/\_Downloads/Tr-184\_book%20A5-stand\_600dpi.pdf.
3. Болондинский В. К. Исследование влияния абиотических факторов на процессы газообмена сосны обыкновенной. — Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, 2018, т. XXIX, № 1, с. 8—29; [http://downloads.igce.ru/journals/PEMME/PEMME\\_2018/PEMME\\_2018\\_2/Bolondinskii\\_V\\_K\\_PEMME\\_2018\\_2.pdf](http://downloads.igce.ru/journals/PEMME/PEMME_2018/PEMME_2018_2/Bolondinskii_V_K_PEMME_2018_2.pdf).

- 4. Виноградова А. А., Смирнов Н. С., Коротков В. Н., Романовская А. А.** Выбросы черного углерода в атмосферу с территории России: антропогенные источники и лесные пожары. /В сб.: Международный симпозиум “Атмосферная радиация и динамика” (МСАРД-2015), 23—26 июня 2015 г., СПб, Петродворец. — Санкт-Петербургский государственный университет и Российская комиссия по атмосферной радиации, 2015; <http://www.rrc.phys.spbu.ru/msard15.html>.
- 5. Виноградова С. Н., Маслобоев В. А.** Добыча полезных ископаемых на традиционных территориях коренных народов Севера: особенности, проблемы, механизмы регулирования. — Арктика: экология и экономика, 2015, № 2 (18), с. 96—103.
- 6. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.** — М., Росгидромет, 2014, 1009 с.; [http://downloads.igce.ru/publications/OD\\_2\\_2014/v2014/htm/1.htm](http://downloads.igce.ru/publications/OD_2_2014/v2014/htm/1.htm).
- 7. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 г.** — М., 2019, 79 с.
- 8. Ершов Э. Д., Нефедьева Ю. А., Мотенко Р. Г., Пармузин С. Ю.** Прогноз изменения глубины сезонного оттаивания и промерзания под влиянием нефтяного загрязнения. — Вестник Московского ун-та. Серия 4: Геология, 2007, № 6, с. 47—50.
- 9. Железняк М. Н.** Современное состояние и динамика криолитозоны Сибири. /В сб.: Реакция криолитозоны на изменение климата: Материалы V Всероссийского научного молодежного геокриологического форума с международным участием, посвященного 90-летию со дня рождения профессора М. К. Гавриловской, г. Якутск, 4—20 июня 2018 г. /Отв. ред. В. В. Шепелев, Д. М. Шестернев. — Якутск, Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, 2018, с. 5—7.
- 10. Заболотник С. А.** Суровость климатических условий на территории России. — География и природные ресурсы, 2010, № 3, с. 69—74; <http://www.izdatgeo.ru/pdf/gipr/2010-3/69.pdf>.
- 11. Израэль Ю. А.** Глобальная система наблюдений. Прогноз и оценка изменения состояния окружающей природной среды. Основы мониторинга. — Метеорология и гидрология, 1974, № 7, с. 5—14.
- 12. Катцов В. М., Порфириев Б. Н.** Адаптация России к изменению климата: концепция национального плана. — Труды ГГО, 2017, вып. 586, с. 7—20.
- 13. Конищев В. Н.** Реакция вечной мерзлоты на потепление климата. — Вестник Московского ун-та, Серия 5: Геогр., 2009, № 4, с. 10—20.
- 14. Национальный** доклад Российской Федерации о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом за 1990—2017 гг. — М., 2019, т. 1, 471 с.
- 15. Национальный** план мероприятий первого этапа адаптации к изменениям климата на период до 2022 года. Утвержден Распоряжением Правительства РФ от 25 декабря 2019 г. № 3183-р; <http://static.government.ru/media/files/OTrFMr1Z1sORh5NIx4gLUsgdGHyWIAqy.pdf>.
- 16. Парижское соглашение.** 2015. Рамочная конвенция Организации Объединенных Наций об изменении климата. — Организация Объединенных Наций, 2015, 30 с.; [https://unfccc.int/files/essential\\_background/convention/application/pdf/russian\\_paris\\_agreement.pdf](https://unfccc.int/files/essential_background/convention/application/pdf/russian_paris_agreement.pdf).
- 17. Постановление** Правительства РФ от 21 сентября 2019 г. № 1228. О принятии Парижского соглашения; <http://docs.cntd.ru/document/561281256>.
- 18. Романовская А. А.** Потребности и пути развития мониторинга адаптации. — Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, 2018, т. XXIX, № 1, с. 107—126; [http://downloads.igce.ru/journals/PEMME/PEMME\\_2018/PEMME\\_2018\\_1/Romanovskaya\\_A\\_A\\_PEMME\\_2018\\_1.pdf](http://downloads.igce.ru/journals/PEMME/PEMME_2018/PEMME_2018_1/Romanovskaya_A_A_PEMME_2018_1.pdf).
- 19. Трофимов С. Я., Фокин А. Д., Купряшкин А. А., Дорофеева Е. И.** Миграция нефти и ее компонентов по профилю торфяной верховой почвы в условиях модельного эксперимента. — Вестник Московского ун-та. Серия 17: Почвоведение, 2008, № 1, с. 25—28.
- 20. Цветнов Е. В., Марахова Н. А., Макаров О. А., Строков А. С., Абдулханова Д. Р.** Апробации подхода к определению общественной ценности земель в качестве основы для проведения эколого-экономической оценки ущерба от их деградации. — Почвоведение, 2019, № 10, с. 1269—1277; doi: 10.1134/S0032180X19100162.

- 21. 2019 Arctic Report Card.**/ J. Richter-Menge, M. L. Druckenmiller, and M. Jeffries (eds.), 2019; <https://www.arctic.noaa.gov/Report-Card>.
- 22. Bond T. C., Doherty S. J., Fahey D. W., Forster P. M., Berntsen T., DeAngelo B. J., Flanner M. G., Ghan S., Karcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P. K., Sarofim M. C., Schultz M. G., Schulz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S. K., Hopke P. K., Jacobson M. Z., Kaiser J. W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J. P., Shindell D., Storelvmo T., Warren S. G., and Zender C. S.** Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. — *J. Geophys. Res., Atmos.*, 2013, vol. 118, pp. 5380—5552; doi: 10.1002/jgrd.50171.
- 23. Costanza R., d'Arge R., de Groot R., Farber S., Grasso M., Hannon B., Limburg K., Naeem S., O'Neill R. V., Paruelo J., Raskin R. G., Sutton P., and van den Belt M.** The value of the world's ecosystem services and natural capital. — *Nature*, 1997, vol. 387, pp. 253—260; doi: 10.1038/387253a0.
- 24. Ginzburg V., Pastukhova A., Revokatova A., Kostrykin S., and Korotkov V.** Assessment of the transfer probability of black carbon from simulated forest fires of Russian boreal forest to Arctic ice and their possible influence on climate. /In: *Proceedings of SPIE 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 112088B* (18 December 2019); doi: 10.1117/12.2540971.
- 25. Impacts of Climate Change on Fisheries and Aquaculture. Synthesis of Current Knowledge, Adaptation and Mitigation Options.** FAO Fisheries and Aquaculture Technical Paper. /M. Barange, T. Bahri, M. C. M. Beveridge, K. L. Cochrane, S. Funge-Smith, and F. Poulaire (eds.). — Rome, Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2018, 654 p.; <http://www.fao.org/3/I9705EN/i9705en.pdf>.
- 26. IPCC,** 2019: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.* /H.-O. Portner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, and N. M. Weyer (eds.). In press.
- 27. IPCC,** 2019: *Climate Change and Land: An IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse Gas Fluxes in Terrestrial Ecosystems.* /P. R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Portner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, and J. Malley (eds.). In press.
- 28. Turetsky M. R., Abbott B. W., Jones M. C., Anthony K. W., Olefeldt D., Schuur E. A. G., Grosse G., Kuhry P., Hugelius G., Koven C., Lawrence D. M., Gibson C., Sannel A. B. K., and McGuire A. D.** Carbon release through abrupt permafrost thaw. — *Nature Geoscience*, 2020, vol. 13, pp. 138—143; <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0526-0>.
- 29. Vaks A., Mason A. J., Breitenbach S. F. M., et al.** Palaeoclimate evidence of vulnerable permafrost during times of low sea ice. — *Nature*, 2020, vol. 577, pp. 221—225; doi: 10.1038/s41586-019-1880-1.
- 30. Zimov S. A., Zimov N. S., and Chapin F. S.** The past and future of the mammoth steppe ecosystem. /In: *Paleontology in Ecology and Conservation*. Springer Earth System Sciences. J. Louys (ed.). — Berlin, Heidelberg, Springer, 2012; doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-642-25038-5\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-642-25038-5_10).

## Современные изменения приземного климата по результатам регулярного мониторинга

М. Ю. Бардин\*, \*\*, \*\*\*, Э. Я. Ранькова \*, \*\*,

Т. В. Платова\*, О. Ф. Самохина\*,

И. А. Корнева\*

*Представлен анализ современных изменений климата по данным мониторинга, проводимого в Институте глобального климата и экологии имени академика Ю. А. Израэля. Даны краткая характеристика базы данных мониторинга приземного климата и ее пополнения в режиме, близком к реальному времени. Рассматриваются изменения приземной температуры над сушей земного шара с детализацией по территории России и ее регионов, а также изменения режима осадков на территории России в период современного потепления. Анализируются изменения экстремальности температурного режима на территории России, дается характеристика ряда экстремальных летних сезонов с точки зрения циркуляционных условий их формирования.*

**Ключевые слова:** изменения климата, температура воздуха, атмосферные осадки, тренд, экстремумы, атмосферная циркуляция.

### 1. Введение

Среди подавляющего большинства ученых-климатологов уже сложился консенсус относительно реальности происходящего в течение последних четырех-пяти десятилетий глобального потепления и его связи с постоянно растущей концентрацией в атмосфере неконденсируемых парниковых газов, в первую очередь — диоксида углерода. Несмотря на значительный прогресс в понимании динамики и изменения климата, многие детали процессов, происходящих в климатической системе Земли при потеплении, в настоящее время недостаточно изучены и неясны, но это вполне естественное положение вещей в такой сложной междисциплинарной науке, как наука об изменении климата.

Одной из важных характерных черт наблюдаемых изменений является их пространственная и сезонная неоднородность. Хорошо известна такая особенность географической структуры потепления, как значительно меньшая по сравнению с сушей скорость потепления у поверхности океана. Очень важным со многих точек зрения является так называемое арктичес-

\* Институт глобального климата и экологии им. академика Ю. А. Израэля; e-mail: mick-bardin@yandex.ru (Бардин Михаил Юрьевич); firankova@gmail.com (Ранькова Эсфирь Яковлевна).

\*\* Институт географии Российской академии наук.

\*\*\* Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской академии наук.

кое усиление глобального потепления, хотя оно по существу постулировалось уже на ранних этапах исследования (в связи с положительной обратной связью “лед — альбето”). В действительности арктическое усиление потепления стало наблюдаться лишь с середины 1990-х годов, и до сих пор полной определенности в вопросе его формирования нет, хотя для долгопериодных особенностей арктического усиления выявлен ряд основных механизмов [25]. Общим местом является представление об увеличении повторяемости и интенсивности экстремальных явлений погоды, значительный рост которых отмечается на территории России с начала XXI в. [14]. Более детальную и в то же время достаточно обобщенную сводку наблюдаемых особенностей изменения климата найти не столь просто: научная периодика слишком обширна количественно и в основном сосредоточена на очень узких областях. Бюллетени мониторинга климата, подготовляемые НИУ Росгидромета в рамках ведущегося регулярного мониторинга климата, в том числе бюллетени глобального и по территории России приземного климата, выпускаемые Институтом глобального климата и экологии имени академика Ю. А. Израэля (ИГКЭ) (<http://climatechange.igce.ru>), очень детализированы и содержат хороший справочный материал, но не содержат достаточных обобщений для разных кругов неспециалистов.

В настоящей статье авторы попытались дать достаточно представительный (и при этом не перегруженный деталями) анализ полученных в регулярном мониторинге данных о географии наблюдаемых изменений климата и их обобщение для температуры над сушей земного шара (1901—2019 гг.), а также для температуры и осадков на территории Российской Федерации (1936—2019 гг.). Дополнительно включены некоторые в настоящее время не освещенные в мониторинге сведения о характеристиках экстремальных температурных режимов и циркуляционных условиях их формирования.

## 2. Данные и методы

Результаты глобального мониторинга, представленные в статье, относятся к температурному режиму над сушей земного шара. Они получены по данным метеорологических наблюдений (сводки CLIMAT) на глобальной сети 3288 метеорологических станций с началом наблюдений не позже 1970 г. (массив T3288, ИГКЭ). Массив включает данные о средней месячной температуре приземного воздуха на уровне станции (на высоте 2 м) за период 1901—2019 гг. и пополняется ежемесячно в процессе оперативного мониторинга климата [10, 19]. Более подробные сведения о данных и каталог 3288 станций можно найти на сайте ИГКЭ [12].

Дополнительно в статье использованы данные о приповерхностной температуре, поддерживаемые в открытом доступе Метеослужбой Великобритании. Под приповерхностной температурой HadCRUT4.6.0.0 здесь понимаются объединенные данные об аномалиях температуры приземного воздуха над сушей CRUTEM4.6.0.0 (на высоте 2 м) и аномалиях температуры воды в поверхностном слое океанов HadSST3.1.1.0 (до 8—10 м). В данной статье из этих данных используются три группы глобальных временных рядов: CRUTEM4 (только суша), HadSST3 (только море) и HadCRUT4 (суша + море).

Эти данные созданы и поддерживаются совместно двумя научными коллективами — Метеослужбой Великобритании (MetOffice Hadley

Centre; <http://www.MetOffice.gov.uk>) и Университетом Восточной Англии (CRU UEA; <http://www.cru.uea.ac.uk>). Ряды охватывают период 1850—2019 гг., скачаны с сайта MetOffice (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs>) и используются здесь без какой-либо корректировки (единственное преобразование — приведение к иному базовому периоду — корректировкой данных не является). В тексте статьи эти данные упоминаются как “данные Hadley-CRU”.

Глобально осредненные временные ряды CRUTEM4 (Hadley-CRU) играют в данном исследовании особую роль, так как используются (будучи широко апробированы и признаны мировым научным сообществом) как база для сравнения с другими рядами, полученными разными исследовательскими группами, в том числе с рассчитанными по методике ИГКЭ по массиву T3288. Действительно, они базируются на единой системе стандартных станционных наблюдений (сводки CLIMAT), но при этом получены разными коллективами, с использованием разных наборов станций, разных методов и технологий сбора данных, их обработки и анализа. Степень близости этих рядов и полученных по ним результатов является, в определенной степени, мерой ожидаемой погрешности предлагаемых оценок и выводов. Результаты сравнения уже в течение 5 лет публикуются авторами в каждом выпуске бюллетеня мониторинга для соответствующего временного интервала (<http://climatechange.igce.ru>). В частности, оценки по состоянию рядов на конец 2018 г. опубликованы в работе [9], а с учетом 2019 г. — в [8]: они указывают на тесное согласие рядов T3288 и CRUTEM4 и полученных по ним оценок, по крайней мере, с серединой прошлого столетия. Частично они будут представлены и в настоящей статье.

Для анализа изменения показателей экстремальности температурного режима использованы суточные станционные данные ВНИИГМИ-МЦД [26] (в настоящее время архив содержит данные 600 станций стран СНГ и Балтии, из которых для настоящей работы по критериям полноты данных выбраны 367 станций РФ). В ИГКЭ эти данные проконтролированы и пополнены с использованием данных СИНОП из базы данных МАКТ Гидрометцентра России. Сами показатели рассчитывались с помощью алгоритма, предложенного Всемирной метеорологической организацией (ВМО) и модифицированного авторами [3].

Идентификация эпизодов блокирования проводилась по данным о высоте изобарической поверхности 500 гПа реанализа NCEP/NCAR [24] с использованием метода, описанного в работе [1].

Определение циркуляционных мод — скандинавской (СКАНД) и моды Восточная Атлантика — Западная Россия (ВАЗР) проведено в соответствии с работой [21], североатлантического колебания (САК) — согласно [23].

### **3. Общая характеристика текущего состояния глобального потепления**

Рассмотрим основные характеристики температурного режима у поверхности суши земного шара, базирующиеся на данных самых последних инструментальных метеорологических наблюдений. Аномалии рассчитаны относительно базового периода 1981—2010 гг. (в соответствии с рекомендацией ВМО от 2018 г. [28] для подготовки ежегодного Заявления о состоянии глобального климата).

Как показал анализ, любой период от 4 лет и более, завершающийся 2019 г., — самый теплый из всех периодов той же продолжительности в истории наблюдений (в среднем по территории земного шара, с учетом и без учета океанов). По данным всех рассматриваемых источников (ИГКЭ, Hadley-CRU), 2019 год вошел в тройку самых теплых лет, а последний 5-летний период стал самым теплым пятилетием для земного шара и Северного полушария. Более подробные данные о глобальных температурных рекордах по каждому из источников приведены в табл. 1 на сайте журнала “Метеорология и гидрология” [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru) (в том числе численные значения рекордных среднегодовых аномалий по сравнению с базовым периодом 1981—2010 гг.). Здесь отметим лишь, что по данным для суши 2019 год (по данным как ИГКЭ, так и Hadley-CRU) стал вторым самым теплым в истории наблюдений (первым остался 2016 г.), причем в Южном полушарии он оказался рекордно теплым. В Северном полушарии, по данным HadSST3, 2019 год стал рекордно теплым в среднем по акваториям Мирового океана.

На точечной диаграмме (рис. 1) совмещены значения аномалий глобальной температуры земного шара за 1901—2019 гг., осредненные по всем скользящим временным интервалам от года до 120 лет по данным с учетом океанов и только для суши. Все точки одной вертикали относятся к единому масштабу осреднения, а в зависимости от его временной координаты (конечный год периода осреднения) им придается определенный цвет (см. легенду). В данном случае цвета введены для 20-летних хронологически упорядоченных интервалов, так что соответствие между порядком следования цветовых полос на диаграмме и цветов в легенде говорит о потеплении, а смешение цветов — о смене тенденций. Например, арктическое потепление 1940-х годов еще проявляется в долгопериодных средних вплоть до 1960-х и даже 1980-х годов (при осреднении за 30—40 лет),

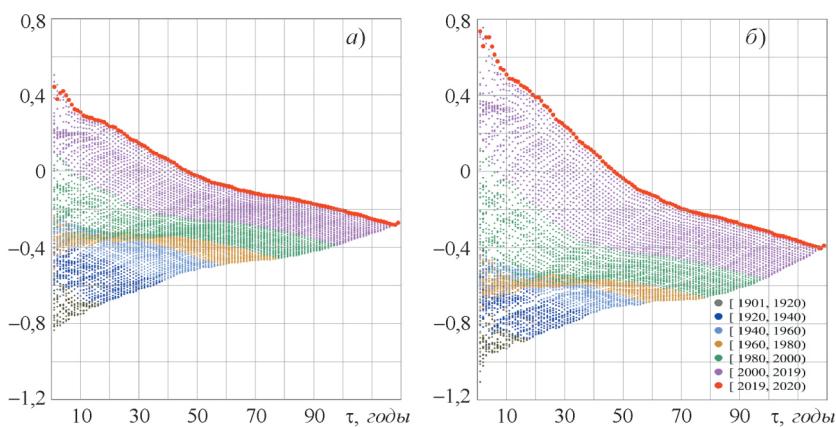


Рис. 1. Диаграмма рассеяния скользящих многолетних средних значений глобальной температуры с периодами осреднения от года до 120 лет по данным за 1901—2019 гг.: а) HadCRUT4 (суша + море, данные Hadley-CRU); б) Т3288 (только суша, данные ИГКЭ).

Временные ряды приведены к доиндустриальному базовому периоду (1850—1879 гг.). Каждая точка диаграммы соответствует конкретному временному интервалу, продолжительность которого указана абсциссой точки, а среднее значение ряда на данном интервале — ее ординатой. Цвет точки определяется конечным годом интервала (в соответствии с легендой).

но сменившее его похолодание становится отчетливым уже к концу 1940-х (в 10-летних средних). Анализ такой диаграммы требует большей детализации, нацеленной на более узкую задачу. В данном случае 2019 год, как основная цель анализа, выделен в отдельный “интервал”, которому присвоен красный цвет. Благодаря этому видно, что любой последний интервал (т. е. завершающийся 2019 годом) при любом масштабе сглаживания (от 4 до 120 лет) будет самым теплым среди интервалов той же продолжительности (верхняя точка на своей вертикали)!

Структура диаграммы в целом (включая форму последних полос), на наш взгляд, уверенно указывает на продолжающееся глобальное потепление (для земного шара в целом), причем гораздо более интенсивное на суше. Интересны также пустоты при малых периодах осреднения, но иногда и достаточно удаленные от оси  $Y$ . Это случаи скачкообразного (более интенсивного и краткосрочного) повышения температуры с последующим откатом назад к более низким температурам, который компенсируется, как правило, в течение нескольких следующих лет.

**Глобальные временные ряды и температурный режим 2019 г.** На рис. 2а—в представлены пространственно осредненные временные ряды аномалий температуры приземного воздуха над сушей земного шара, Северного и Южного полушарий по обоим источникам: T3288 и CRUTEM4. Такое представление рядов наглядно показывает масштаб различий между рядами в сравнении с масштабом собственно значений сравниваемых рядов. Можно видеть, что в 2019 г. произошло скачкообразное повышение температуры (в сравнении с 2018 г.), которое скомпенсировало ее снижение в 2017—2018 гг. В результате глобальная температура вернулась к уровню 2015 г. и несколько его превысила, а в Южном полушарии даже перекрыла уровень рекордного 2016 г.

Этот скачок в ходе среднегодовой глобальной температуры был обеспечен, по-видимому, повышенным количеством интенсивных положительных аномалий на территории всех континентов (и суши земного шара в целом) на протяжении всего года. Действительно, для всей суши земного шара рекордно теплыми стали июнь и октябрь 2019 г., для Северного полушария — октябрь, а для Южного полушария — январь, ноябрь, декабрь и в среднем весь год (см. табл. 2 на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)). В январе и декабре рекордно высокой была средняя по региону температура в Австралии, осенью — в Южной Америке. В июне абсолютного максимума достигла температура в Европе, в июле — в Африке, и в целом летний сезон был отмечен повышенной долей экстремумов тепла на всех континентах. Зимой и осенью 2019 г., напротив, на континентах отмечалось повышенное количество отрицательных аномалий — около 30 и 20% всех данных соответственно, при этом области наиболее интенсивного похолода распологались в Северной Америке и Евразии.

В целом, на наш взгляд, главной особенностью температурного режима 2019 г. на суше земного шара следует считать, наряду со скачком глобальной температуры, именно наличие на континентах многочисленных экстремумов и интенсивных аномалий противоположного знака (подобная ситуация наблюдалась и в отдельные месяцы 2018 г.).

**Тенденции многолетних изменений.** На рис. 2г приведено глобальное распределение станционных оценок трендов за период 1976—2019 гг. (по данным T3288, ИГКЭ), а в табл. 3 и 4 на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru) — их

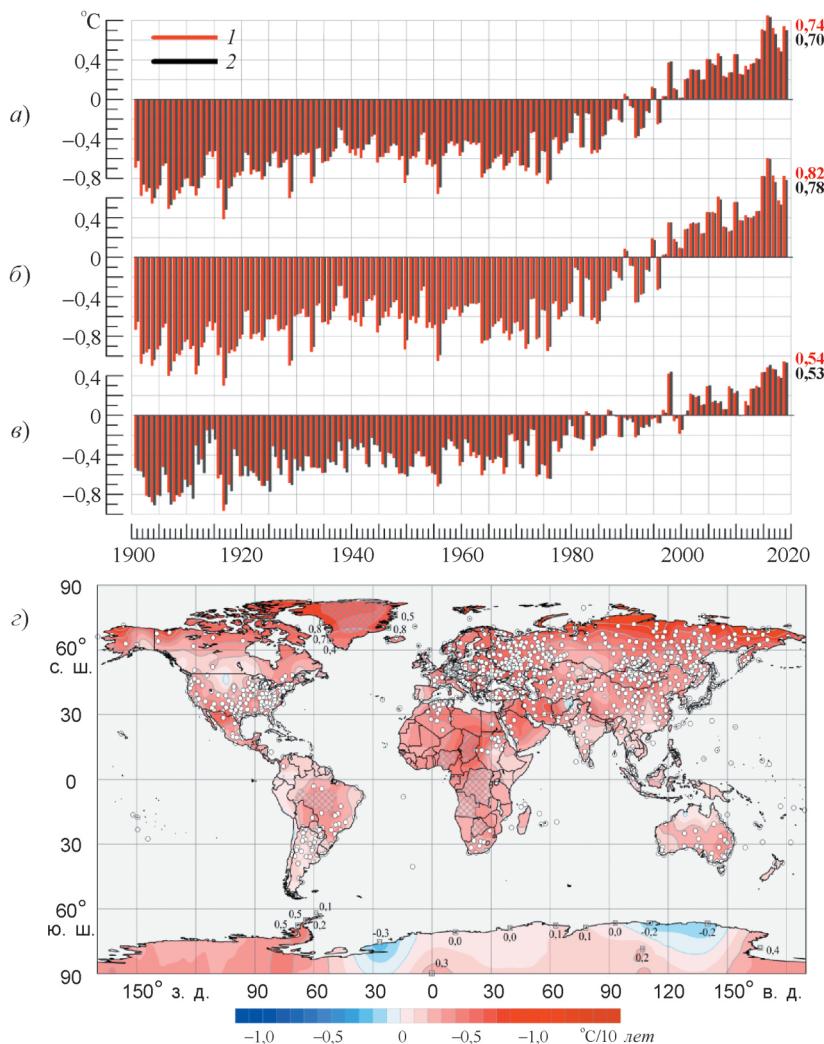


Рис. 2. Среднегодовые аномалии температуры приземного воздуха над сушей земного шара: глобальные временные ряды для земного шара (а), Северного (б) и Южного (в) полушарий по данным T3288 (1, ИГКЭ) и CRUTEM4 (2), 1901—2019 гг., а также пространственное распределение локальных коэффициентов линейного тренда (1976—2019 гг.) по стационарным данным T3288 (ИГКЭ) (г).

Аномалии рассчитаны как отклонения от средних за 1981—2010 гг. На рис. 2а—в каждая пара соседних столбцов относится к значениям обоих рядов за один год; справа приведены числовые значения аномалий в 2019 г. На рис. 2г области, не представленные станциями в массиве T3288, показаны штриховкой; в точках расположения станций Антарктиды и Гренландии приведены числовые значения соответствующих коэффициентов тренда; белыми кружками выделены станции, для которых тренд статистически значим на уровне 1%.

общение для земного шара, полушарий и континентов: коэффициенты тренда пространственно осредненных аномалий температуры и частотные распределения локальных оценок по знаку тренда и уровню статистической значимости.

На глобальной карте (рис. 2г, табл. 4) практически на всей территории земного шара — 98% всех стационарных оценок — тренды положительны.

Из них около 80% статистически значимы на уровне 1% и еще 9% — на уровне 5%, т. е. на уверенную тенденцию к потеплению указывают около 90% всех станционных данных на территории земного шара, а в Северном полушарии — почти 99%. Наиболее интенсивное потепление отмечается в Арктическом регионе (рис. 2 $\varepsilon$ ). На береговых станциях Гренландии и вдоль всего арктического побережья России тренд достигает  $0,8^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$  и более, притом что на островах Баренцева и Карского морей — до  $1,5^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ , на Таймыре и на Камчатке — до  $1,2^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ , в Европе (Германия, Украина, европейская часть России (ЕЧР)) — до  $0,7^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ . Из континентов (табл. 3) максимальная скорость потепления — в Европе: в среднем за год  $0,49^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ , летом  $0,51^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ .

Еще более четкую информацию о географических особенностях наблюдаемого глобального потепления дают частотные распределения локальных оценок тренда (табл. 4). В Европе и Африке отрицательные тренды температуры приземного воздуха вовсе отсутствуют, т. е. все оценки — положительные, и 99% из них на территории Европы статистически значимы на уровне 1%. В Азии доля положительных трендов также крайне высока: 99%. Наименее выражено потепление на континентах Южного полушария: в Антарктиде, Австралии и Южной Америке (табл. 3, 4).

Тенденция к похолоданию, статистически значимая на уровне 5%, на территории континентов (по данным T3288 для среднегодовой температуры) обнаружена всего на семи станциях, и на двух из них тренд статистически значим на уровне 1%: это станции Вашингтон, США ( $-0,32^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ) и Дюмон-д'Юрвиль, Антарктика ( $-0,2^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ). Все остальные станционные оценки с отрицательными трендами не достигают и  $0,1^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$  и статистически не значимы.

В распределениях сезонных коэффициентов тренда (здесь не приводятся) обращают на себя внимание области с отсутствием статистически значимого потепления. Наиболее ярко такие области проявляются на континентах Северного полушария — в центре Евразии (зимой) и на севере Северной Америки (весной). Интенсивное потепление, наоборот, приходится на весну в Евразии, а на зиму — в Северной Америке. В Южном полушарии межсезонные различия невелики.

Более подробно проследить особенности многолетнего хода приземной температуры в каждом регионе можно по оценкам тренда для каждого месяца (табл. 5 на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)).

**Многолетние и внутригодовые изменения глобальной температуры за период 1850—2019 гг.** На рис. 3 сравниваются межгодовые (по вертикали) и межмесячные (по горизонтали) изменения пространственно осредненных аномалий приповерхностной температуры по данным CRUTEM4 и HadSST3 для Северного и Южного полушарий. На рисунке оба температурных ряда — CRUTEM4 (для континентов) и HadSST3 (для океанов) — взяты из данных Hadley-CRU, чтобы использовать максимально возможный период наблюдений (с 1850 г.) и исключить возможные дополнительные источники неоднородности рядов. Аномалии приведены к доиндустриальному базовому периоду 1850—1879 гг. (исключены средние этого периода), чтобы лучше оттенить особенности произошедших за это время климатических изменений.

При таком представлении данных прежде бросается в глаза, что вплоть до 1990-х годов на континентах Северного полушария в летние месяцы отсутствует заметная тенденция к потеплению, кроме слабых поло-

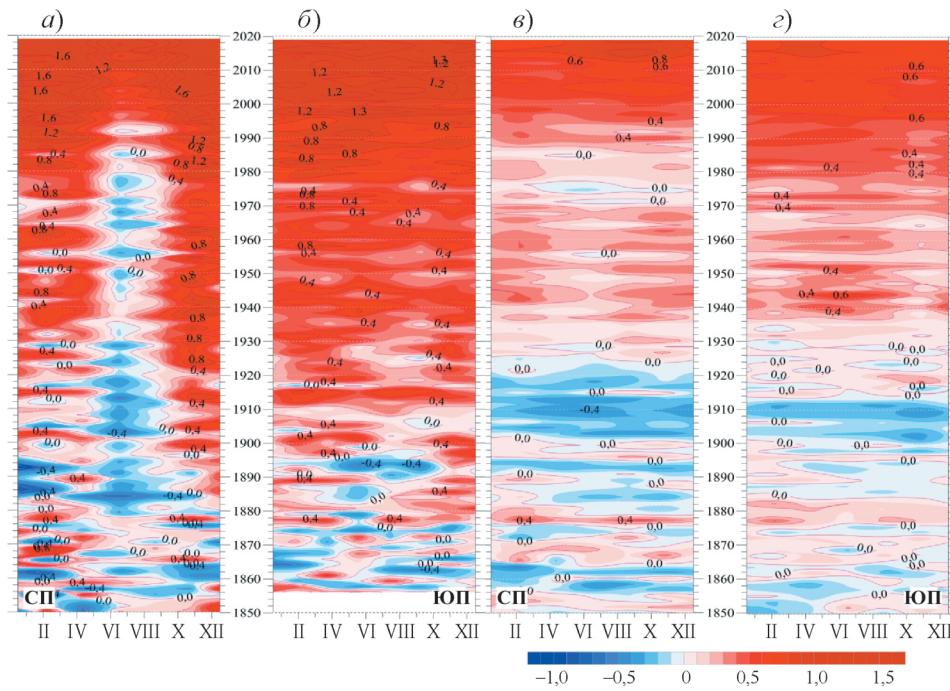


Рис. 3. Изменение аномалий среднемесячной приповерхностной температуры ( °С), осредненной по территории суши (а, б) и по акваториям океанов (в, г) в Северном (а, в) и Южном (б, г) полушариях, с января 1850 г. по декабрь 2019 г.

Использованы данные Hadley-CRU: а, б — CRUTEM4 (температура приземного воздуха, только суши); в, г — HadSST3 (температура поверхностного слоя океанов). Аномалии выражены в отклонениях от средней за 1850—1879 гг.

жительных аномалий в 1940-е годы. Здесь с краткосрочными флюктуациями температура летом сохранялась на доиндустриальном уровне, а в зимне-весенние месяцы до 1970-х годов не прекращается чередование краткосрочных холодных и теплых периодов.

Можно отметить также следующее:

— сезонная изменчивость прослеживается на всех диаграммах, но особенно ярко выражена на континентах Северного полушария;

— 20-е столетие началось с похолодания Мирового океана (поверхностного слоя), которое к 1910 г. достигло максимального уровня, и сменилось определенным потеплением ближе к 1940-м годам (в Северном полушарии оно началось раньше); на континентах оно также прослеживается, но на фоне большей неоднородности, особенно в Северном полушарии;

— следующий более холодный период, в начале 1970-х годов, отмечается в основном на акваториях океанов, в большей мере — в Северном полушарии.

#### 4. Изменения приземного климата на территории России

Для территории России при вычислении аномалий по-прежнему использован базовый период 1961—1990 гг., утвержденный ВМО для расчета климатических норм; изменение этого периода произойдет в 2021 г., когда станут доступны данные 30-летия с 1991 по 2020 г.

#### 4.1. Общая характеристика изменений приземной температуры и атмосферных осадков

**Температура воздуха.** Потепление наблюдается в целом по стране и в ее регионах во все сезоны (рис. 4, табл. 6 на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)). За период 1976—2019 гг. (1976 год условно принят за начало современного глобального потепления) средняя по России среднегодовая температура растет со скоростью  $0,47^{\circ}\text{C}$  за десятилетие: в два с половиной раза быстрее, чем глобальная приповерхностная температура (суша + океан, HadCRUT4). Европейская часть России теплеет быстрее ее азиатской части (АЧР). Скорость потепления больше всего в Арктической зоне РФ (в границах, определенных Указом Президента РФ от 2 мая 2014 г. № 296):  $0,69^{\circ}\text{C}$  за десятилетие.

Весной и летом значимый тренд потепления наблюдается во всех федеральных округах. В целом по России самое быстрое потепление наблюда-

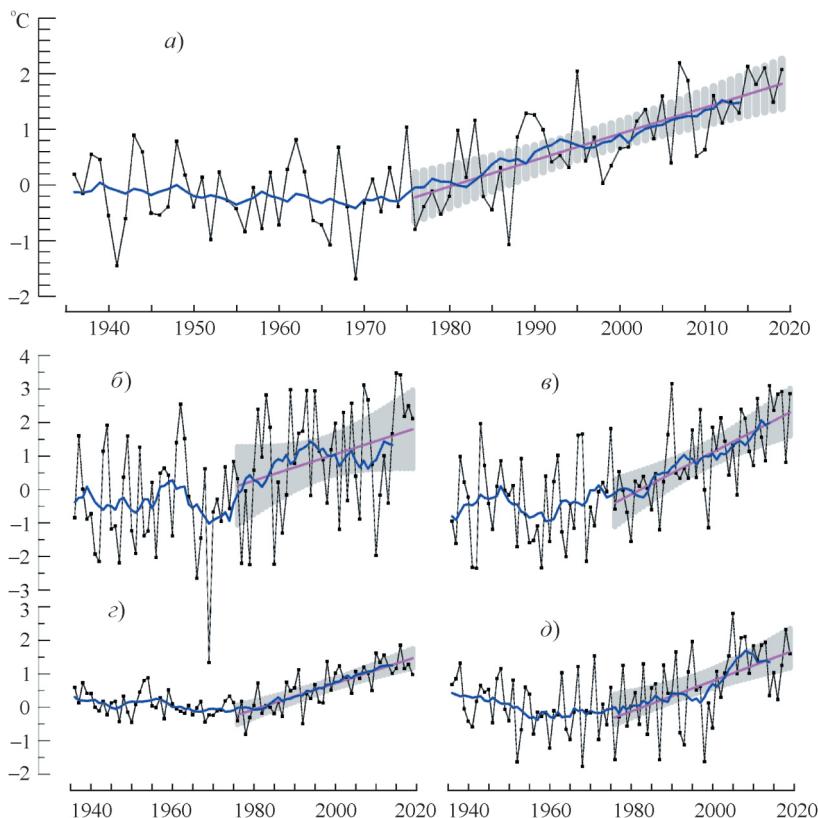


Рис. 4. Средние годовые (*а*) и сезонные (*б—д*) аномалии температуры приземного воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ), осредненные по территории России, 1936—2019 гг. (данные ИГКЭ, [11]).

Аномалии рассчитаны как отклонения от среднего за 1961—1990 гг. Показаны также ход 11-летних скользящих средних, линейный тренд за 1976—2019 гг. с 95%-ной доверительной полосой. *а)* коэффициент тренда  $b = 0,47^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ , вклад тренда в суммарную дисперсию  $D = 52\%$ ; *б)* зима,  $b = 0,39^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ,  $D = 6\%$ ; *в)* весна,  $b = 0,63^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ,  $D = 42\%$ ; *г)* лето,  $b = 0,39^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ,  $D = 63\%$ ; *д)* осень,  $b = 0,43^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ,  $D = 26\%$ .

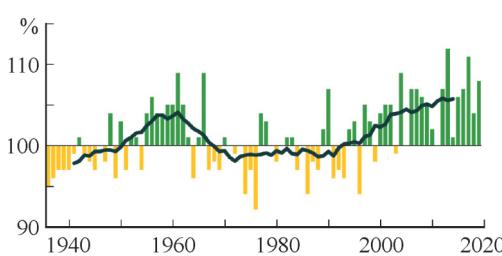


Рис. 5. Изменение годовых сумм осадков, осредненных по территории России (в процентах нормы за 1961—1990 гг.), 1936—2019 гг., данные ИГКЭ.

Черная кривая — 11-летнее скользящее среднее.

потепление в АЧР было выражено значительно, тренды для Уральского и Сибирского федеральных округов незначимы даже на уровне 5%. Зимой тренды для России в целом и АЧР (а также в Уральском, Сибирском и Приволжском федеральных округах) незначимы даже на уровне 5%; на юге Западной Сибири в среднем за период с 1976 г. наблюдается похолодание. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже. Отметим также, что потепления нет летом на юге Западной Сибири и осенью в Эвенкийском автономном округе и Иркутской области.

**Атмосферные осадки.** В среднем за год в последние десятилетия на территории России наблюдается выраженное увеличение количества осадков (рис. 5). Оценка линейного тренда за 1976—2019 гг. равна 2,2% нормы за десятилетие, она значима на уровне 1% (объясняет 44% суммарной дисперсии). Хотя годовая сумма осадков не убывает в течение всего этого периода, выраженное увеличение начинается в конце 1980-х годов.

В АЧР рост осадков наблюдается во все сезоны (тренды значимы, по крайней мере, на уровне 5%). В ЕЧР летом осадки убывают в целом по региону, а также во всех федеральных округах, кроме Северо-Западного. Это обстоятельство вкупе с быстрым ростом температуры в этих регионах способствует повышению риска засухи (особенно в Южном федеральном округе, где тренд температуры равен 0,7°C за десятилетие). Осенью в ЕЧР тренд осадков отсутствует, в Центральном и Приволжском федеральных округах количество осадков убывает. Максимальный рост осадков наблюдается весной: 5,7% нормы за десятилетие в среднем по стране, а в АЧР — 6,2%/10 лет.

#### 4.2. Изменение температуры в зимний период

В изменениях температуры зимнего периода на территории России наблюдается наложенное на общий тренд потепления мощное колебание с периодом около 40 лет [11]. С середины 1970-х до середины 1990-х годов произошло исключительно быстрое потепление, но затем наступило похолодание, продолжавшееся до 2010 г. (рис. 4б). Междесятилетние изменения температуры в зимний период в Северном полушарии отмечались уже достаточно давно [27] и связывались с долгопериодными колебаниями в системе океан — атмосфера; в частности, “избыточное” потепление в Северной Евразии объяснялось сдвигом североатлантического колебания

ется весной ( $0,63^{\circ}\text{C}/10 \text{ лет}$ ), но летом тренд объясняет наибольшую долю общей изменчивости (63%). Весной температура в АЧР растет в полтора раза быстрее, чем в ЕЧР, а летом потепление быстрее в ЕЧР. Следует отметить, что на территории России температура летнего сезона растет монотонно с конца 1970-х годов, в отличие от суши Северного полушария в целом, где ее монотонный рост начинается в 1990-х годах (см. раздел 3). Осенью

(САК) в сторону положительной фазы с усиленным притоком теплого атлантического воздуха [23]. Был построен ряд статистических моделей, использующих для температуры воздуха в Северной Евразии в качестве регрессоров индекс САК и другие индексы крупномасштабной атмосферной циркуляции. Эти модели позволили численно оценить и качественно охарактеризовать вклад циркуляционных мод в изменения температуры [2, 5, 16, 17]. Вклад указанного колебания в общую изменчивость температуры настолько велик, что оценка тренда за период с 1976 г. незначима даже на уровне 5%. В работе [4] представлена модель для температуры зимнего периода на территории России, включающая индексы САК и скандинавской моды, а также индекс, описывающий изменения, связанные с глобальным потеплением:  $Igl(y) = 0$ , если  $y < 1976$ ;  $Igl(y) = y - 1976$  ( $y$  — год); таким образом, коэффициент регрессии при  $Igl(y)$  есть оценка тренда за период с 1976 г. Полученная по этой модели оценка тренда ( $0,34^{\circ}\text{C}/10 \text{ лет}$ ) значима на уровне 1%.

Следует отметить, что похолодание после середины 1990-х годов наиболее ярко выражено в феврале и связано в основном со смещением скандинавской моды в положительную фазу, при котором наблюдается сдвиг антициклонической активности (в особенности блокирующих антициклонов) на северо-запад ЕЧР [4]. Такой структуре атмосферной циркуляции соответствуют отрицательные аномалии температуры почти во всей АЧР, максимальные по амплитуде на юге Сибири; положительные аномалии температуры расположены на северо-западе ЕЧР и дальнем северо-востоке страны — это полностью аналогично географической структуре распределения тренда температуры за 1995—2014 гг. [4]. Следует также отметить возможную связь этого похолода с сокращением площади морских льдов; из отечественной литературы, посвященной этому вопросу, упомянем работу [18]. Напротив, избыточное потепление 1976—1994 гг., по-видимому, больше связано с ростом индекса САК в этот период.

#### **4.3. Изменения экстремальности температурного режима**

Хотя в настоящее время не ведется регулярный мониторинг индексов экстремальности и циркуляционных факторов (включая циклоническую и антициклоническую активность), основные элементы соответствующих технологий разработаны в рамках НИР Росгидромета и на ближайшие годы запланирована их реализация в оперативном режиме. Некоторые из полученных результатов мы сочли целесообразным привести ниже, поскольку изменения показателей экстремальности климата очень важны в контексте современной климатической проблематики как в теоретическом плане, так и в связи с практически однозначно негативным эффектом погодно-климатических экстремумов для человека, природных и технических систем [7, 22].

В статье [3] рассмотрены изменения процентильных индексов экстремальности температурного режима, рекомендованных ВМО. Одна группа индексов — это NDP ( $P$  — заданный процентиль уровня :  $<< 50\%$  или  $>> 50\%$ ): число дней в сезоне с экстремальными значениями температуры  $T < P$  при  $<< 50\%$  и  $T >> P$  при  $>> 50\%$ ; обычно рассматриваются  $= 10$  и  $90\%$  (“умеренные” экстремумы), а также  $= 5$  и  $95\%$  (“строгие” экстремумы). ВМО рекомендован метод, позволяющий по относительно коротким рядам (порядка 50 лет) получать достаточно устой-

чевые оценки даже для строгих процентиляй. Этот вопрос рассмотрен в работе [3], где также предложено уточнение этого метода. Другая группа — так называемые волны тепла (холода): достаточно продолжительные эпизоды, в течение которых температура выходит за пороговый уровень. Как правило (в том числе здесь), рассматриваются “умеренные” пороги (10 и 90%), а для продолжительности задается условие: минимум 5 дней. Индексы представляют собой число волн за сезон и их суммарную продолжительность и обозначаются  $NCW_{10}$ ,  $NDCW_{10}$  и  $NHW_{90}$ ,  $NDHW_{90}$ . Оценки линейного тренда за 1976—2018 гг. числа дней с умеренными экстремумами и суммарной продолжительности волн тепла (холода) в федеральных округах РФ представлены в табл. 7 на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru). Приведены тренды показателей экстремальности только для центральных сезонов из-за резкого различия климата, включая атмосферную циркуляцию, крайних месяцев в переходные сезоны, что делает затруднительным общим образом интерпретировать экстремумы марта, мая, сентября и ноября.

Все полученные оценки для масштабов федеральных округов соответствуют общей тенденции потепления: показатели экстремумов холода убывают, а экстремумов тепла — растут. Однако имеется ряд особенностей, которые следует отметить, некоторые из них представляют особый интерес. В числе таких укажем на исключительно быстрый рост показателей экстремумов тепла летом на юге ЕЧР (Южный и Северо-Кавказский федеральные округа: 4,72 и 3,88 дня за десятилетие). Может возникнуть предположение, что такой рост связан с отдельным выделяющимся значением особенно экстремального года; на рис. 6 виден такой год — хорошо известный 2010 г. Летом в этот год в Южном федеральном округе наблюдалось 45 дней с температурой выше 90-го процентиля (30 — выше 95-го). Тем не менее, выдающийся рост показателей экстремальности очевиден и без учета 2010 г.: рост  $ND_{90}$  начался в конце 1980-х годов с уровня несколько менее 5 дней и достиг уровня около 16 дней к периоду после 2010 г. — рост более чем в 3 раза! Напомним, что в то же время осадки в этом регионе в летний сезон убывают, что очевидным образом приводит к сильному риску засухи (последствия засухи 2010 г. хорошо известны, включая почти годичный мораторий на экспорт зерна). Рост в летний период индексов экстремального тепла значим для всех федеральных округов

(причем в основном на уровне 1%), убывание зимой индексов холода — везде, кроме Северо-Кавказского и Дальневосточного федеральных округов. Изменения в зимний сезон преимущественно незначимы, что согласуется с общим характером изменений температуры зимой (см. выше). Основные исключения: значимый рост зимой индексов тепла Северо-Кавказского и Северо-Западного округов. В большинстве случаев тренды

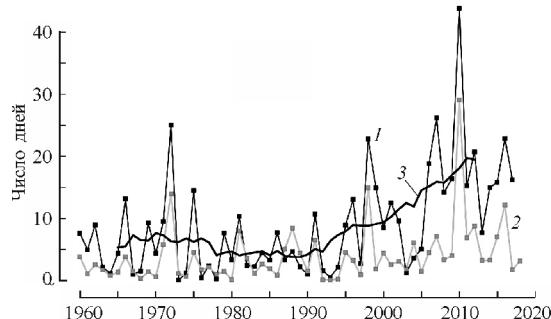


Рис. 6. Изменения показателей числа экстремально теплых дней  $ND_{90}$  (1),  $ND_{95}$  (2) летнего сезона в среднем по Южному федеральному округу.

Для  $ND_{90}$  показано также 11-летнее скользящее среднее (3).

индексов числа экстремальных дней ( $ND_{90}$ ) объясняют большую долю общей изменчивости, чем тренды индексов продолжительности волн тепла (холода).

С середины 1970-х годов к второй половине 2010-х произошли согласованные изменения рекомендованных ВМО показателей экстремальности температурного режима [3, 7]. Общее число холодных дней в сезоне (ниже 10-го процентиля:  $ND_{10}$ ) уменьшилось зимой примерно в 1,5 раза, а летом — в 2 раза. Число экстремально холодных дней (ниже 5-го процентиля:  $ND_5$ ) сильнее уменьшалось в АЧР — примерно в 2,5 раза зимой и летом, в ЕЧР — примерно в 2 раза. Для числа теплых и экстремально теплых дней (выше 10-го и 5-го процентиляй:  $ND_{90}$ ,  $ND_{95}$ ) наблюдается рост: примерно в 2 раза в ЕЧР и в 1,5 раза в АЧР зимой и летом. Изменение направления тренда зимой в середине 1990-х годов, аналогичное изменениям средней температуры (т. е. рост числа холодных дней и убывание числа теплых), выражено только в АЧР.

В работе [3] отмечено, что некоторые временные ряды индексов  $ND_{90}$  содержат исключительно мощные пики в отдельные годы (значение  $ND_{90}$  в два раза и более превосходит фоновое значение кривой, слаженной низкочастотным фильтром). Наиболее выделяются в этом плане ряды для ЕЧР: летом ряды числа теплых и экстремально теплых дней, зимой — всех индексов. Здесь мы рассмотрим экстремально теплые летние сезоны в указанном смысле и попытаемся связать их появление с условиями атмосферной циркуляции. В таблице собраны сведения о значениях индексов  $ND_{90}$  для летних сезонов наибольшей экстремальности для ЕЧР и, для сравнения, АЧР. Приведены также значения трех ведущих мод Атлантико-Европейского сектора за летние месяцы и индекса атлантической мультидесятилетней осцилляции (АМО), характеризующего аномалию температуры Северной Атлантики (данные несглаженные, с удаленным трендом; <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.data>).

По-видимому, основное влияние на экстремальность летних сезонов в ЕЧР оказывает мода Восточная Атлантика — Западная Россия (ВАЗР): во всех случаях формирования экстремальных по числу жарких дней сезонов

**Летние сезоны с пиковыми значениями индекса  $ND_{90}$  в европейской  
и азиатской частях России и соответствующие значения индексов  
атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского сектора,  
включая индекс АМО**

Год	$ND_{90}$		ВАЗР			САК			СКАНД			АМО (лето)
	ЕЧР	АЧР	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	
1972	25,3	3,9			-1,63	1,19		1,57	1,75	2,13	1,32	-0,42
1981	14,4	9,1		-1,08	-2,09				-1,07			
1988	15,3	10,3	-1,14			1,19			1,93			
1998	16,5	16,6	-1,56	-1,25			-2,44		-1,02	-1,63	-2,19	0,49
2007	16,9	13,4			-1,70	-1,01			-1,05			
2010	35,0	13,7	-1,91	-1,42				-1,69				0,47
2011	16,2	15,3					-1,48	-1,85		2,48		
2016	19,2	12,3	-1,85	-1,01	-3,3		-1,72	-2,24				0,43

*Примечание.* Показаны значения индекса АМО по абсолютной величине больше 0,4 и остальных индексов — больше 1,0.

(кроме 2011 г.) в летние месяцы наблюдалась достаточно сильная отрицательная фаза этой моды. Крупные положительные аномалии температуры летом формируются в области антициклонической циркуляции, в особенности в области продолжительных блокирований [1, 15].

Отрицательная фаза ВАЗР летом характеризуется повышенной антициклонической активностью в центральных и северных районах ЕЧР и в особенности резким усилением блокирующей антициклонической активности в сильной отрицательной фазе (10% наибольших значений из всех летних месяцев с 1960 г.). Максимум повторяемости блокирований находится западнее Уральских гор ( $50^{\circ}$  в. д.) на широте  $60^{\circ}$  с. ш. и величина его втрое превосходит максимум повторяемости в среднем за все летние месяцы этого периода [20].

Другие моды циркуляции также оказывают влияние на (анти)циклоническую активность. Прежде всего, это скандинавская мода: в ее сильной положительной фазе в целом усиливается антициклоническая активность на севере, в центре и на востоке ЕЧР [4] и особенно повторяемость блокирований на северо-западе (север Карелии). Именно скандинавская мода (плюс отрицательная ВАЗР в августе) была решающим циркуляционным фактором в формировании сезонных аномалий 1972 г. [13] и, по-видимому, также в 2007 и 2011 гг.

Не совсем ясной остается роль САК: хотя большая часть крупных сезонных аномалий числа экстремально теплых дней формируется при отрицательном индексе САК, непосредственно с этой модой не связаны значительные вариации повторяемости блокирований. Усиление общей антициклонической активности в отрицательной фазе САК наблюдается лишь на самом юге ЕЧР, а в положительной — в центре ЕЧР и на Украине (что, видимо, также сыграло свою роль в 1972 г.). Однако сильной отрицательной фазе САК соответствует положительный индекс атлантической мультидесятилетней осцилляции (теплая поверхность Северной Атлантики). В то же время структура повторяемости блокирований при больших положительных индексах АМО сходна с таковой при отрицательной фазе ВАЗР, хотя и несколько слабее.

## 5. Заключение

Таким образом, как показывает анализ, в последние несколько десятилетий потепление наблюдается практически над всей сушей земного шара: на уверенную тенденцию к потеплению указывают около 90% всех станционных данных на суше земного шара, а в Северном полушарии — почти 99%. В целом по земному шару современный рост температуры начинается с середины 1970-х годов. Любой период от 4 лет и более, завершающийся 2019 г., является самым теплым из всех периодов той же продолжительности в истории наблюдений (в среднем по территории земного шара, с учетом и без учета океанов). Наиболее интенсивное потепление отмечается в Арктическом регионе. На береговых станциях Гренландии и вдоль всего арктического побережья России тренд приповерхностной температуры достигает  $0,8^{\circ}\text{C}/10$  лет и более, на островах Баренцева и Карского морей — до  $1,5^{\circ}\text{C}/10$  лет, на Таймыре и на Камчатке — до  $1,2^{\circ}\text{C}/10$  лет. Из частей света скорость потепления максимальна в Европе: в среднем за год  $0,49^{\circ}\text{C}/10$  лет, летом  $0,51^{\circ}\text{C}/10$  лет. Интенсивное потепление в Северном полушарии приходится на весну в Евразии, а на зиму —

в Северной Америке. В Южном полушарии межсезонные различия невелики. Потепление в Антарктиде незначимо; для отдельных месяцев наблюдается похолодание (также незначимое).

Современному потеплению предшествовал в инструментальную эру еще один период потепления с 1910-х до 1940-х годов, наиболее выраженный в высоких широтах Северного полушария; эксперименты с климатическими моделями, включающие различные наборы естественных и антропогенных воздействий, показывают, что это потепление в основном было связано с естественными причинами (в частности, малым количеством стратосферных аэрозолей при пониженной вулканической активности, а также рядом других факторов; см., например, [6]).

На территории России в целом и для всех ее федеральных округов потепление происходит во все сезоны. Здесь средняя скорость роста среднегодовой температуры за период современного глобального потепления (с 1976 г.) намного превосходит глобальную: в 2,5 раза, если совместно рассматривать приземную температуру воздуха и температуру поверхности океана, и в 1,6 раза — для суши земного шара. В Арктической зоне РФ скорость роста температуры в 3,8 раза больше глобальной. Быстрее всего растет температура весной. Повышение температуры в зимний период происходит на фоне мощного колебания с периодом 30—40 лет, обусловленного в основном колебаниями двух основных мод атмосферной циркуляции: североатлантического колебания и скандинавской моды. В результате оценки тренда температуры в зимний период статистически незначимы. Однако простая модель, включающая эти циркуляционные факторы, позволяет получить значимую оценку тренда, который оказывается меньше среднегодового.

В целом за год и особенно весной количество осадков на территории России значительно увеличивается. Рост осадков в европейской части страны слабее, а летом количество осадков здесь убывает (кроме Северо-Западного федерального округа).

В период глобального потепления наблюдаются согласованные изменения показателей экстремальности температурного режима зимой и летом. Наиболее значителен рост показателей экстремумов тепла летом в южной части ЕЧР. Однако зимой в АЧР происходит смена знака тренда в середине 1990-х годов, связанная с теми же циркуляционными факторами, что и для средней температуры зимнего периода [3]. Монотонные изменения числа экстремально теплых (холодных) дней в ЕЧР сопровождаются мощными пиками в отдельные сезоны, в среднем раз в 5 лет (от 7 до 10 до середины 2000-х годов). Анализ экстремумов тепла летом показывает, что в основном такие экстремальные сезоны формируются на фоне повышенной частоты и продолжительности блокирований в ЕЧР, связанной с сильной отрицательной фазой моды Восточная Атлантика — Западная Европа и положительной фазой скандинавской моды.

Таким образом, для прогноза изменений климата, включая изменения экстремальности, на период в несколько десятилетий очень важны прогнозы изменения циркуляционных условий (см. также работу [2]). Модельные проекции таких изменений неоднозначны [2], однако вероятно, что значительную пользу могут принести эмпирические динамико-стохастические модели временных рядов циркуляционных индексов.

В заключение отметим, что влияние наблюдавших изменений климата на условия жизнедеятельности человека и природные системы нельзя оце-

нить однозначно. В арктической и субарктической зонах таяние морских льдов существенно улучшает условия навигации вдоль трассы Северного морского пути. С другой стороны, деградация мерзлоты повлечет разрушение фундаментов зданий, опор ЛЭП и т. п. Потепление очевидно улучшает условия теплообеспеченности сельскохозяйственных культур, однако в основной зоне зернопроизводства в России, на юге и в центре ее европейской части, убывание количества осадков в летний период совместно с общим ростом температуры и, в особенности, экстремальности климата увеличивает рост риска засухи (в том числе катастрофической, как в 2010 г.). Поэтому данные о наблюдаемых тенденциях изменения климатических условий по результатам регулярного мониторинга совместно с климатическими проекциями по данным физико-математического моделирования являются необходимой основой для выработки мер по адаптации отраслей хозяйства, систем жизнеобеспечения к условиям изменяющегося климата.

Работа выполнена при поддержке следующих программ и проектов:

- Росгидромета (тема 3.2 “Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и ее регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга” плана НИТР на 2020—2024 гг., утвержденного приказом № 745 от 31.12.2019 г.);
- Российского научного фонда (проект 19-17-00242 “Опасные погодно-климатические явления на территории России в условиях глобальных изменений климата”);
- Программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2013—2020 гг., раздел 9 “Науки о Земле”, подраздел 135 “Физические и химические процессы в атмосфере, включая ионосферу и магнитосферу Земли, криосфере и на поверхности Земли, механизмы формирования и современные изменения климата, ландшафтов, оледенения и многолетнемерзлых грунтов” (выполнение фундаментальных научных исследований по теме № 0148-2018-0006 “Решение фундаментальных проблем анализа и прогноза состояния климатической системы Земли”).

## Литература

- 1. Бардин М. Ю.** Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России. — Метеорология и гидрология, 2007, № 2, с. 5—18.
- 2. Бардин М. Ю.** Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов РФ до 2030 г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата. — Метеорология и гидрология, 2011, № 4, с. 5—20.
- 3. Бардин М. Ю., Платова Т. В.** Долгопериодные вариации показателей экстремальности температурного режима на территории России и их связь с изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции и глобальным потеплением. — Метеорология и гидрология, 2019, № 12, с. 5—15.
- 4. Бардин М. Ю., Платова Т. В., Самохина О. Ф.** Изменчивость антициклонической активности в умеренных широтах Северного полушария. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2019, № 3, с. 32—58.
- 5. Бардин М. Ю., Платова Т. В., Самохина О. Ф.** Особенности наблюдаемых изменений климата на территории Северной Евразии по данным регулярного мониторинга и возможные их факторы. — Труды Гидрометцентра России, 2015, вып. 358, с. 13—35.
- 6. Бокучава Д. Д., Семенов В. А.** Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2018, № 1, с. 28—51; doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-28-51.
- 7. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.** — М., Росгидромет, 2014, 1007 с.

- 8. Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Корнева И. А., Самохина О. Ф., Антипина У. И.** Особенности температурного режима у поверхности земного шара в 2019 году. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2020, № 1 (в печати).
- 9. Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Корнева И. А., Самохина О. Ф., Щенин М. В.** Особенности температурного режима у поверхности земного шара в 2018 году. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2019, № 1, с. 97—127.
- 10. Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В.** Методика “Мониторинг изменений климата земного шара: приземная температура” и результаты ее испытания. /В сб.: Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов, 2017, № 44, с. 3—11.
- 11. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год.** — М., Росгидромет, 2019, 80 с.
- 12. ИГКЭ**, 2020: Мониторинг изменений климата земного шара; [http://climatechange.igcse.ru/index.php?option=com\\_docman&task=cat\\_view&gid=31&Itemid=76&lang=en](http://climatechange.igcse.ru/index.php?option=com_docman&task=cat_view&gid=31&Itemid=76&lang=en).
- 13. Кац А. Л.** Необычное лето 1972 года. — Л., Гидрометеоиздат, 1973, 60 с.
- 14. Мохов И. И., Семенов В. А.** Погодно-климатические аномалии в российских регионах и их связь с глобальными изменениями климата. — Метеорология и гидрология, 2016, № 2, с. 16—29.
- 15. Обухов А. М., Курганский М. В., Татарская М. С.** Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий. — Метеорология и гидрология, 1984, № 10, с. 5—14.
- 16. Попова В. В.** Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2018, № 1, с. 84—112.
- 17. Попова В. В., Шмакин А. Б.** Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX — начале XXI веков. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2010, т. 46, № 2, с. 161—175.
- 18. Семенов В. А.** Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2016, т. 52, № 3, с. 257—266.
- 19. ЦМКП, 2016:** Решение Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам от 20 декабря 2016 г.; <http://method.meteorf.rum>.
- 20. Черенкова Е. А., Бардин М. Ю., Платова Т. В., Семенов В. А.** Влияние долгопериодной изменчивости температуры поверхности океана в Северной Атлантике и изменений атмосферной циркуляции на формирование сильных атмосферных засух летом на юге Восточно-Европейской равнины. — Метеорология и гидрология (в печати).
- 21. Barnston A. G. and Livezey R. E.** Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. — Mon. Wea. Rev., 1987, vol. 115, pp. 1083—1126.
- 22. Climate Change 2001: The Scientific Basis.** /J. T. Houghton et al. (eds.). — Cambridge University Press, 2001, 881 p.
- 23. Hurrell J. W.** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. — Science, 1995, vol. 269, pp. 676—679.
- 24. Kalnay et al.** The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1996, vol. 77, pp. 437—470.
- 25. Pithan F. and Mauritsen T.** Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. — Nature Geoscience, 2014, vol. 7, pp. 181—184.
- 26. Razuvaev V. N., Apasova E. G., and Martuganov R. A.** Daily Temperature and Precipitation Data for 223 USSR Stations. — Oak Ridge, TN, Carbon Dioxide Information Data Center, Oak Ridge National Lab., 1993, ORNL/CDIAC-56, NDP-040, ESD Publ. No. 4194, 47 p. + Appendices.
- 27. Wallace J. M., Zhang Y., and Bajuk L.** Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature. — J. Climate, 1996, vol. 9, pp. 249—259.
- 28. WMO, 2018:** Press Release Number: 18-01-2018/WMO Confirms 2017 among the Three Warmest Years on Record.

## **Вероятностное сценарное прогнозирование регионального климата как основа разработки адаптационных программ в экономике Российской Федерации**

В. М. Катцов\*, Е. И. Хлебникова\*,

И. М. Школьник\*, Ю. Л. Рудакова\*

*Рассматриваются возможности вероятностного сценарного прогнозирования регионального климата, ориентированного на проведение массовых ансамблевых расчетов и обеспечивающего горизонтальное разрешение 25 км по всей территории России. Основное внимание уделяется анализу будущих изменений климатических показателей термического режима и режима увлажнения, существенно влияющих на надежность функционирования сооружений и технических систем, включая объекты транспортной и энергетической инфраструктуры. Наряду с оценкой средних изменений, для количественного описания ожидаемых изменений используются частотные критерии, дающие представление о возможной повторяемости экстремальных событий различной интенсивности в середине и конце XXI в. Полученные результаты могут рассматриваться как информационная основа для разработки адаптационных программ в экономике России.*

**Ключевые слова:** изменения климата, региональные модели, экстремумы, риски, адаптация.

### **1. Введение**

Несмотря на то что Климатическая доктрина Российской Федерации определила роль адаптации в национальной климатической политике по меньшей мере как равнозначную сокращению антропогенных выбросов парниковых газов в атмосферу, до недавнего времени адаптация к изменениям климата не входила в число текущих национальных приоритетов развития, в том числе развития бизнеса. Принятые кратко- и среднесрочные программы развития экономики и регионов Российской Федерации, как правило, не содержат мер адаптации к ожидаемым изменениям климата. Ситуация стала меняться в связи с подписанием Российской Федерацией Парижского соглашения 2015 г., достигнутого на 21-й Конференции сторон Рамочной конвенции ООН об изменении климата, и разработкой Национального плана адаптации к изменениям климата.

В соответствии с концепцией этого плана [3], одним из основных принципов планирования адаптации является “надлежащее научное обеспечение”

---

\* Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Войкова; e-mail: khlebnikova\_e@mail.ru  
(Хлебникова Елена Ивановна).

ние прогнозирования климата и климатического обслуживания". При разработке стратегий адаптации к изменениям климата важно опираться на развитую базу знаний и базы данных, пополняемые и обогащаемые благодаря функционированию национальных научных центров, систем погодно-климатического мониторинга и прогноза, которые интегрируются в Глобальную рамочную основу климатического обслуживания (ГРОКО). Последняя активно развивается в системе ООН при лидирующей роли Всемирной метеорологической организации (ВМО).

В работе над адаптационными программами необходимо учитывать не только наблюдаемые изменения, но и сценарные прогнозы изменения климата, полученные с помощью климатических моделей. Если в конце XX в. — начале XXI в. в качестве основного инструмента получения научно обоснованной информации о будущем климате в тех или иных регионах рассматривались глобальные климатические модели, то в последние годы для построения сценарных прогнозов изменения климата и анализа соответствующих климатических воздействий все чаще привлекаются ансамблевые расчеты с использованием региональных моделей [20]. Такая тенденция связана с их относительно высоким пространственным разрешением и лучшим (по сравнению с глобальными моделями) воспроизведением экстремальных событий в сочетании с количественным описанием неопределенностей оценок, обусловленных влиянием собственной изменчивости климатической системы в мезомасштабном диапазоне.

В последние годы в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Войкова (ГГО) интенсивно используется технология вероятностного климатического прогнозирования на основе массовых ансамблевых расчетов с высокоразрешающей системой моделей [4]. Центральным компонентом этой системы является региональная климатическая модель [21], обеспечивающая горизонтальное разрешение 25 км по всей территории России.

В рамках данной работы рассматриваются некоторые возможности применения указанной технологии для обоснования адаптационных программ и планов действий в отраслях экономики России. Основное внимание уделяется изменениям климатических показателей термического режима и режима увлажнения, существенно влияющим на надежность функционирования сооружений и технических систем, включая объекты транспортной и энергетической инфраструктуры. Наряду с оценкой средних изменений, для количественного описания ожидаемых изменений используются частотные критерии, дающие представление о возможной повторяемости экстремальных событий различной интенсивности в середине и конце XXI в.

## 2. Методы анализа и данные

При анализе изменения климатических воздействий на экономику используется, как правило, так называемый индикаторный подход [19, 24], предполагающий привлечение специальных климатических индексов, изменение которых отражает то или иное влияние на рассматриваемые объекты. Для некоторых видов воздействий возможно применение интегрированного подхода [25], в рамках которого модели воздействия (физические, экономические) непосредственно связываются с моделями изменения климата. Однако такой подход обычно реализуется на основе упрощенных

климатических моделей. Прямое использование выходной продукции сложных климатических моделей является довольно редким (см., например, [31]). Даже при наличии развитых физических моделей отклика (например, “климат — почва — урожай”) их применению предшествует, как правило, оценка изменений специализированных климатических показателей (например, агроклиматических индексов [29]).

При получении перспективных оценок изменения климата, которые широко применяются в импактных исследованиях [26, 30], первоочередное внимание обычно уделяется оценкам индексов, рекомендованных экспертами ВМО для анализа изменений климата и в особенности его экстремальности по данным о температуре воздуха и количестве осадков суточного разрешения. Наибольшее распространение имеет набор ключевых индексов, предложенных группой экспертов по обнаружению изменений климата и индексам (ETCCDI). Эти показатели, а также расширенный набор индексов (ET-SCI) ориентированы в основном на диагностические исследования в разных регионах земного шара, обеспечивающие возможность анализа современных и будущих изменений рассматриваемых климатических показателей в глобальном масштабе [23, 32]. Однако при разработке адаптационных программ на национальном уровне необходимо дополнительно учитывать региональные климатические особенности, а также практику использования климатической информации для прикладных целей.

В данной работе при изучении будущих изменений термического режима рассматривался ряд показателей, имеющих универсальное назначение, в частности годовые и сезонные экстремумы температуры воздуха заданного периода осреднения ( $1, 5, 10, 30$  сут), которые определялись по данным о суточной минимальной, суточной максимальной и средней суточной температуре воздуха, а также характеристики внутригодовых периодов с температурой воздуха выше или ниже пороговых значений. В качестве пороговых значений выбирались уровни, критически важные для обеспечения потребностей строительства, наземного транспорта, энергетики ( $0, 8, 18$  С). Рассчитывались характеристики отопительного периода (т. е. периода между датами устойчивого перехода через уровень  $8$  С осенью и весной [13]), а также аналогичные показатели, связанные с устойчивым переходом температуры воздуха через  $0$  С. Для анализа изменения энергопотребления в теплый сезон использовался индекс, известный как “дефицит холода” [13], который входит в перечень ET-SCI (CDDcold) и рассчитывается как годовая сумма превышений средней суточной температурой воздуха уровня  $18$  С. Для холодного сезона оценивался “дефицит тепла”, известный в России как “градусо-сутки отопительного периода”. Этот показатель аналогичен индексу HDDheat, входящему в перечень ET-SCI, который рассчитывается как сумма абсолютных отклонений средней суточной температуры воздуха от базового уровня  $18$  С за выбранный календарный период (год, месяц). В отличие от зарубежной практики, в России дефицит тепла определяется для отопительного периода и широко используется при строительном проектировании. Особое внимание уделялось оценке такого показателя, как число дней с переходом температуры возду-

ха через 0 С, изменение которого существенно влияет на долговечность зданий и сооружений. Кроме того, рассматривались показатели режима атмосферных осадков — сезонные максимумы суточных сумм осадков и длительность сухих и влажных периодов.

Анализ изменения выбранных климатических показателей в XXI в. основан на результатах массовых ансамблевых расчетов, которые были проведены для территории России с помощью региональной климатической модели ГГО, встроенной в глобальную модель общей циркуляции атмосферы ГГО. Описание данной технологии климатического прогнозирования и некоторые результаты ее применения нашли отражение в работах [4—6, 12, 22, 29, 31].

Численные эксперименты проводились от разных (случайных) начальных условий в атмосфере и на подстилающей поверхности суши для базового десятилетнего периода конца ХХ в. (1990—1999 гг.) и периодов 2050—2059 и 2090—2099 гг. с применением сценария антропогенного воздействия МГЭИК RCP8.5 [33]. Задание граничных условий на поверхности океана осуществлялось на основе расчетов температуры поверхности океана и сплоченности морского льда для рассматриваемых 10-летних интервалов по пяти глобальным моделям CMIP5 (о перечне моделей и подходе к их отбору — см. работу [6]). Для всех пяти вариантов изменения граничных условий было проведено по 10 экспериментов от разных (случайных) начальных условий — т. е. всего по 500 лет модельного времени для каждого из рассматриваемых десятилетних периодов.

Проведению расчетов специализированных показателей предшествовал анализ качества воспроизведения региональной климатической моделью базовых параметров временных метеорологических рядов суточной дискретности. Следует отметить, что проверка согласия эмпирических и модельных данных — в случае, когда рассматриваются оценки по ансамблю начальных и граничных условий, — вообще говоря, сопряжена с разработкой специальных вероятностных подходов и заслуживает дополнительного углубленного анализа [11]. В настоящей работе основное внимание уделялось воспроизведению годового хода статистических характеристик температуры воздуха суточного разрешения, важному с точки зрения оценки продолжительности периодов выше или ниже критических значений. Сравнение модельных и эмпирических данных для контрольного периода (1990—1999 гг.) осуществлялось с использованием информации о температуре воздуха суточного разрешения из архива ВНИИГМИ-МЦД (более 500 метеорологических станций на территории России). Были выявлены различия, имеющие региональные особенности, в частности занижение летних максимумов температуры воздуха в европейской части России (ЕЧР) и преобладание завышенных максимумов в азиатской части России (АЧР). Последующее согласование модельных и эмпирических данных выполнялось с применением вероятностного подхода [28], являющегося модификацией метода квантильного согласования [27]. Этот подход использовался ранее для территории России при анализе ожидаемых климатических изменений по ансамблю глобальных моделей [18].

### **3. Ансамблевые оценки изменений специализированных индикаторов температуры воздуха и количества осадков**

Рассчитанные на основе результатов моделирования годовые и сезонные индикаторы термического режима и режима увлажнения дают представление об изменении региональных условий воздействия климата на разные виды экономической деятельности, в особенности на такие отрасли, как энергетика, строительство, наземный транспорт.

Сокращение продолжительности отопительного периода (рис. 1 $a$ ), а также связанное с этим уменьшение градусо-суток отопительного периода [6] является одним из позитивных проявлений изменения климата на территории России. Наибольшее сокращение продолжительности отопительного периода ожидается на северо-востоке ЕЧР, а также на Чукотке и Камчатке (примерно на 50 дней к середине XXI в.). Потенциально это может способствовать уменьшению уровня потребления энергии в холодный период года. Однако для извлечения реальной выгоды необходимо внедрение современных технологий производства энергии и теплоснабжения [8, 13]. Как показывают модельные оценки, при отсутствии модернизации на значительной территории России сокращение продолжительности отопительного периода будет сопровождаться усилением негативных тенденций, снижающих эффективность и качество теплоснабжения городов. При сохранении действующих технологий централизованного теплоснабжения к середине XXI в. доля среднего числа дней с избыточным потреблением тепла в европейской части России может превысить 30—40% от общей продолжительности отопительного периода (рис. 1 $b$ ). При этом, как показано в работе [6], в 5—7 раз увеличится частота зим с большой долей числа дней с “перетопом”, вероятность которых в конце XX в. составляла лишь 5%. Одновременно увеличится и число дней с “недотопом”.

Продолжительность периода с отрицательной температурой воздуха и соответствующее число градусо-дней [14] являются важными характеристиками холодного климата, свидетельствующими о степени его суровости. Уменьшение периода с температурой воздуха менее 0 С к середине XXI в. (рис. 1 $c$ ) составит более 20 дней на большей части территории России и благотворно повлияет на добычу первичных энергоресурсов, функционирование наземного транспорта, а также проведение строительных работ.

Анализ будущих изменений пороговых характеристик суточных минимумов температуры воздуха, выполненный на основе экспериментов, выявил [6] значительное сокращение числа дней с низкой температурой (ниже  $-30$  С) в азиатской части Арктической зоны РФ, которое уменьшит негативное температурное воздействие на характеристики материалов различных конструкций. В то же время практически на всей территории ЕЧР возрастет число дней с переходом температуры воздуха через 0 С (т. е. дней с разными знаками суточного минимума и суточного максимума температуры) в период с ноября по март, который рассматривается в строительной климатологии как холодный сезон (рис. 1 $g$ ). Наибольшее увеличение — в южных районах ЕЧР, Средней Сибири, Прибайкалья и Забайкалья, на прибрежных территориях Дальнего Востока — к середине XXI в. превысит 10 случаев за сезон. Изменение этого климатического показате-

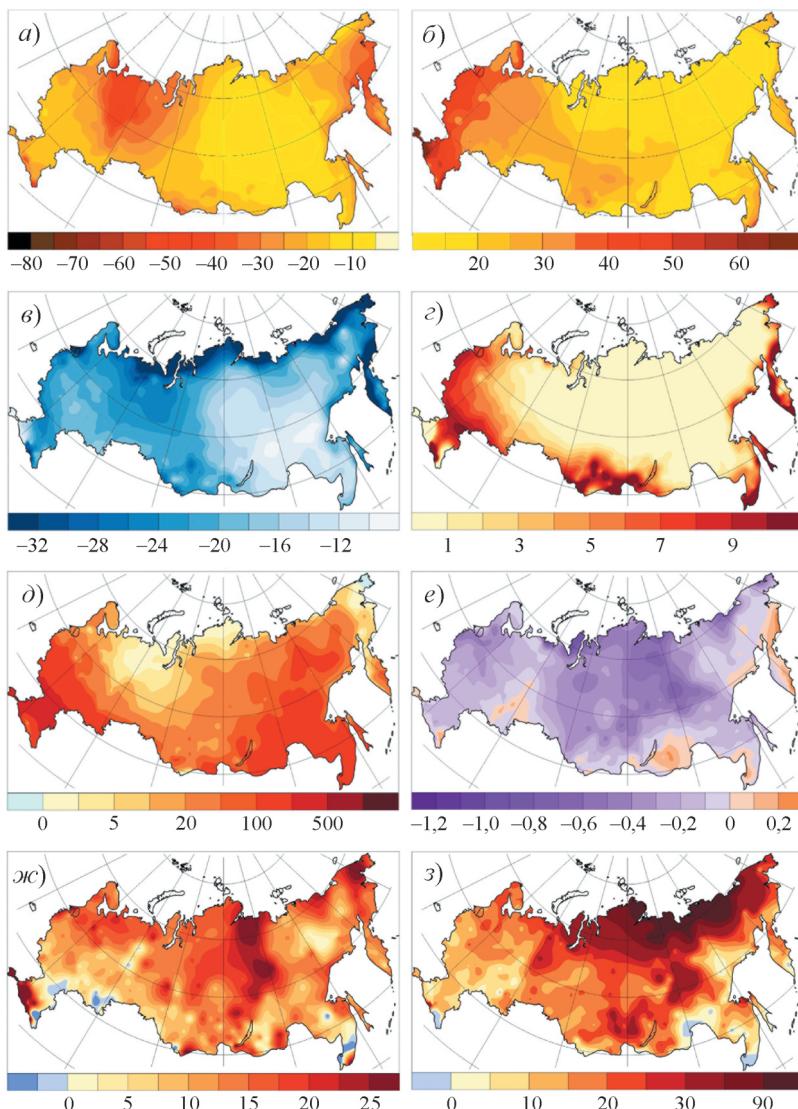


Рис. 1. Медианные ансамблевые оценки изменения показателей термического режима и режима увлажнения в 2050—2059 гг. по отношению к 1990—1999 гг.

а) продолжительность (дни) отопительного периода; б) доля (%) числа дней с избыточным теплопотреблением от общей продолжительности отопительного периода; в) число дней с отрицательной температурой воздуха; г) число внутрисуточных переходов температуры воздуха через 0 °С (ноябрь — март); д) дефицит холода ( °С); е) средняя суточная амплитуда температуры воздуха летнего сезона ( °С); ж) максимум суточных сумм осадков теплого сезона (%); з) максимум суточных сумм осадков холодного сезона (%).

ля будет способствовать усилиению температурно-влажностных деформаций, оказывающих разрушающее воздействие на здания и сооружения, включая автомобильные дороги.

Изменения климата существенно повлияют на эффективность, надежность и безопасность объектов энергетической инфраструктуры. Повышение температуры воздуха в летнее время уменьшит эффективность про-

цессов генерации и передачи электроэнергии. В то же время ожидается весьма заметный рост на большей части территории России такого показателя, как дефицит холода (рис. 1д).

Интересные особенности обнаруживаются в изменении суточной амплитуды температуры воздуха, которая используется в строительной климатологии при определении нормативных параметров температурных воздействий, являющихся одним из видов атмосферных нагрузок. Средние значения этой величины для теплого сезона (рис. 1е) уменьшаются на большей части территории России. Однако на юго-востоке ЕЧР и в прилегающих районах Западной Сибири, в Забайкалье и южных районах Дальнего Востока, на Чукотке и Камчатке к середине ХХI в. ожидается тенденция увеличения суточной амплитуды. Эта тенденция, усиливающаяся к концу века, хорошо проявляется в областях роста максимальной непрерывной продолжительности сухих периодов, отмечаемого как по модельным данным, так и по данным наблюдений [16], и может быть связана с влиянием изменения влажности почвы.

Существенные изменения, сопряженные с высокими рисками, ожидаются в режиме атмосферных осадков на территории России. Эти изменения проявляются уже к середине ХХI в. и в определенной степени согласуются с наблюдаемыми тенденциями [16]. Рост сезонных максимумов в теплый сезон (рис. 1ж) отмечается практически на всей территории, за исключением небольшой области, прилегающей к Каспийскому морю. Наибольшее относительное увеличение (около 30%) ожидается на территории Сибирского федерального округа, а также — еще более значительное — в горных районах Кавказа. В холодный сезон относительное увеличение максимумов суточных сумм отмечается практически повсеместно (рис. 1з). На севере ЕЧР относительное увеличение составит около 20%, а в азиатской части Арктической зоны РФ сезонные максимумы предположительно вырастут на 100% и более.

Оценка статистической значимости изменения годовых максимумов суточных сумм осадков и температуры воздуха при использовании различного числа членов прогностического ансамбля показала, что для уверенного выявления изменения экстремумов осадков формирование большого ансамбля расчетов является критически важным. При использовании 15 членов ансамбля, т. е. 150 годовых реализаций, регистрируемые изменения на значительной территории России сопоставимы с естественной изменчивостью. Для обнаружения изменения температурных экстремумов требования к числу членов ансамбля не столь высокие. Но даже в этом случае привлечение к анализу 50 членов ансамбля дает возможность уменьшить область неопределенности оценок изменений по знаку в азиатской части Арктической зоны РФ [15].

#### **4. Вероятностные характеристики изменения специализированных климатических показателей**

В контексте адаптации к изменениям климата для оценки рисков и оптимизации принимаемых решений на региональном уровне важно представлять, с какой вероятностью на выбранном временном интервале рассматриваемый индикатор может принимать то или иное значение. Массо-

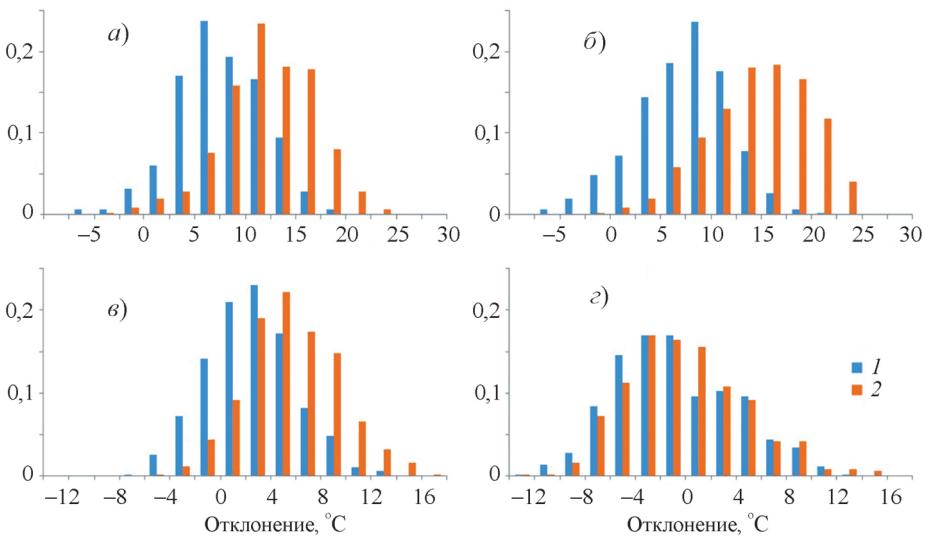


Рис. 2. Вероятностные распределения отклонений годовых минимумов (*а, б*) и максимумов (*в, г*) температуры воздуха в 2050—2059 (1) и в 2090—2099 гг. (2) от их средних значений в 1990—1999 гг. в различных регионах Арктической зоны РФ (*а, в* — Нарьян-Мар; *б, г* — Хатанга).

вые ансамблевые расчеты (500 годовых реализаций) дают возможность оценить будущие изменения рассматриваемых показателей в вероятностном аспекте.

На рис. 2 демонстрируются вероятностные распределения ожидаемых изменений для годового минимума и годового максимума температуры воздуха в различных регионах Арктической зоны РФ. Годовые минимумы уже к середине XXI в. и в Нарьян-Маре, и в Хатанге с вероятностью более 95% превышают их среднее значение для конца XX в. В то же время особенности изменения годовых максимумов в Ненецком автономном округе и в Таймырском муниципальном районе существенно различаются. Если в Нарьян-Маре к середине XXI в. максимумы могут быть меньше современной нормы с вероятностью менее 10%, то в Хатанге эта вероятность превышает 40%. Сравнение распределений изменения годовых максимумов для середины и конца XXI в. показывает, что близость наиболее вероятных значений не означает тождественности распределений в целом. По мере усиления антропогенного воздействия происходит трансформация распределений, особенно заметная на их концах.

Наиболее важно учитывать изменение формы распределения характеристик режима увлажнения, и применительно к экстремально высоким значениям сумм осадков этот вопрос заслуживает специального обсуждения. Для адаптации и эффективного функционирования генерирующих объектов в энергетике важной также является детализация представлений о будущих изменениях показателей, связанных с периодами дефицита осадков в теплый сезон. Согласно модельным оценкам, полученным с помощью рассматриваемой технологии [16], к середине XXI в. ожидается увеличение средних значений максимальной непрерывной продолжительности сухих периодов в центральных и южных районах ЕЧР и прилегаю-

ших районах Западной Сибири, а также в Приамурье, Приморье и на Камчатке. Как показывают современные расчеты, в дальнейшем, к концу века, частота продолжительных сухих периодов, вероятность которых в конце XX в. составляла 10%, увеличится в критических областях в 2 раза и более (рис. 3). На юго-востоке ЕЧР, в частности в Волгоградской области, будут отмечаться экстремально продолжительные сухие периоды, превышающие современные средние значения более чем на 1 месяц [6].

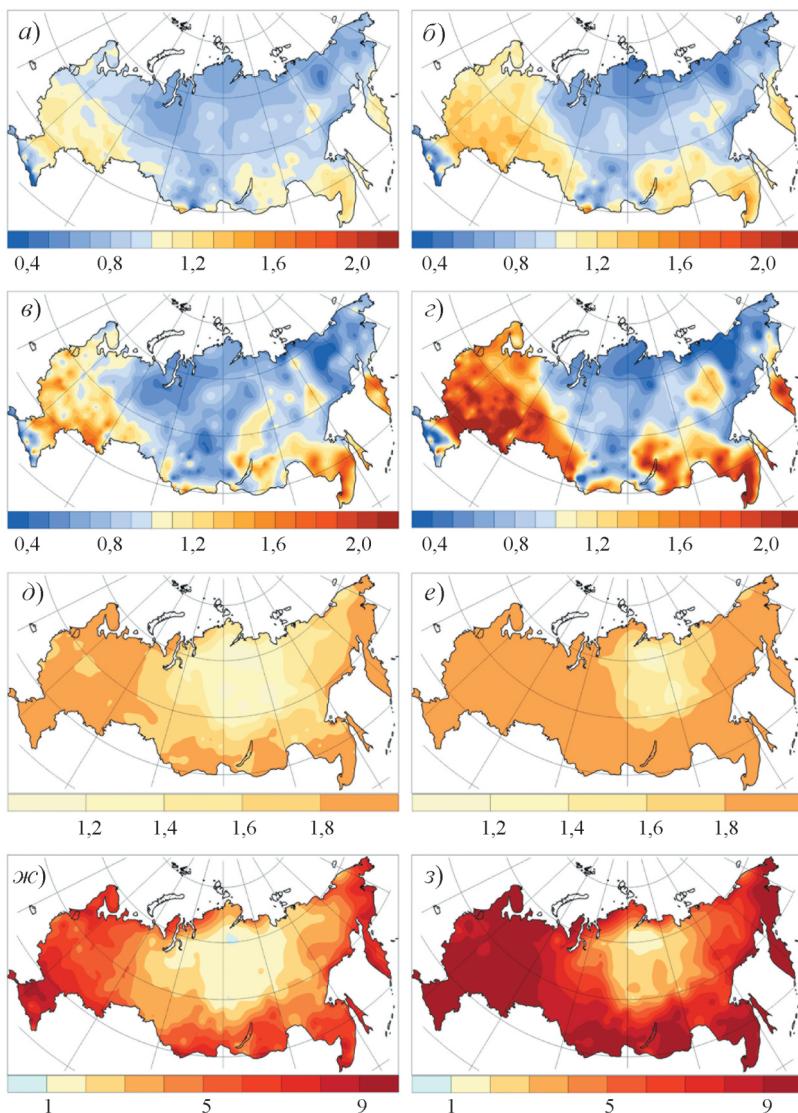


Рис. 3. Изменение частоты превышения различных уровней для максимальной продолжительности сухого периода теплого сезона (a—e) и температуры наиболее жаркой 30-дневки (d—h) в 2050—2059 гг. (a, e, d, ж) и в 2090—2099 гг. (б, г, е, з) по отношению к 1990—1999 гг.: относительное изменение доли лет со значениями, превышающими 50-й (a, б, д, е) и 90-й (в, г, ж, з) процентиль базового периода.

Под сухим периодом понимается период с суточными суммами осадков  $P < 1 \text{ мм}$ .

Для обеспечения достаточного уровня надежности существующих и проектируемых объектов (зданий, сооружений, автомобильных и железных дорог и пр.) необходим своевременный анализ будущих изменений в режиме экстремально высоких значений температуры, а также корректная оценка сохраняющихся рисков, связанных с экстремально низкими значениями температуры. В работах [15, 17] детально рассматривается вопрос о современных и будущих изменениях характеристик редких экстремумов на территории России по отношению к средней суточной температуре воздуха. Статистическая интерпретация результатов моделирования с привлечением теоретических методов анализа экстремумов [15] дала возможность получить оценки изменения квантилей редкой повторяемости для сезонных температурных экстремумов в XXI в. Вместе с тем для умеренных экстремумов различных показателей, соответствующих периодам повторяемости 10 лет и менее, изменение частоты их повторения может быть оценено на основе анализа имеющихся результатов массовых ансамблевых расчетов.

К числу наиболее важных индикаторов экстремальности теплого сезона относится температура наиболее жаркого периода заданной продолжительности (1 сутки, 5 суток, 1 декада, 1 месяц). Система таких индикаторов характеризует возможную интенсивность температурных воздействий разной длительности. Вероятностный анализ ансамблевых расчетов для температуры наиболее жаркого месяца (рис. 3) показывает, что согласно сценарию RCP8.5 к середине XXI в. в ЕЧР значения этой величины, превышающие 50-й процентиль конца XX в., будут наблюдаться практически ежегодно (увеличение частоты данного уровня близко к 2). При этом в южных районах ЕЧР ежегодные значения температуры наиболее жаркого месяца превысят 90-й процентиль конца XX в., а на остальной территории частота превышения этого уровня увеличится примерно в 5 раз, т. е. соответствующие значения будут наблюдаться в среднем через год.

Азиатская часть России отличается высокой степенью неоднородности территории по отношению к скорости потепления в летний сезон (рис. 3). В южных районах Сибири, в Приморье, а также на прибрежных территориях дальневосточных морей ожидаются изменения, близкие к тем, которые характерны для ЕЧР. В то же время в АЧР остается значительная территория, где не предвидится существенного увеличения летних экстремумов даже к концу XXI в.

Вероятностные характеристики изменения летних температурных экстремумов наглядно демонстрируют основные особенности процесса антропогенного потепления в разных регионах России в ближайшие десятилетия с учетом вклада внутренней климатической изменчивости. Существенные различия в характере потепления между ЕЧР и АЧР, которые обнаруживаются в современных условиях по данным наблюдений (в особенности при рассмотрении пространственно-осредненных оценок [1]), являются закономерными и подтверждают обоснованность сценарных прогнозов регионального климата.

## 5. Заключение

Вероятностное сценарное прогнозирование регионального климата дало возможность получить количественные оценки будущих изменений

для широкого круга климатических показателей термического режима и режима увлажнения на территории России в XXI в., которые могут рассматриваться как информационная основа для разработки адаптационных программ в экономике России.

Кроме известных индексов экстремальности термического режима и режима увлажнения, имеющих универсальное назначение, проанализировано изменение специализированных показателей, влияющих на надежность сооружений и технических систем, включая объекты транспортной и энергетической инфраструктуры. Формирование большого ансамбля расчетов способствовало повышению достоверности полученных оценок и позволило уверенно диагностировать изменения различных показателей, характеризующихся высоким уровнем естественной изменчивости (в первую очередь показателей экстремальности осадков).

Наряду с получением медианных ансамблевых оценок изменения средних значений выполнен анализ будущих изменений рассматриваемых показателей в вероятностном аспекте. На примере важных характеристик экстремальности термического режима и режима увлажнения теплого сезона (температуры наиболее жаркой 30-дневки и максимальной продолжительности сухого периода) продемонстрированы основные региональные особенности процесса антропогенного потепления в ближайшие десятилетия с учетом вклада внутренней климатической изменчивости. Выявлены существенные различия в характере антропогенного потепления между европейской частью и отдельными регионами азиатской части России, которые хорошо согласуются с современными данными наблюдений.

Необходимо подчеркнуть, что форма представления результатов оценки изменений имеет значение в контексте установления взаимодействия между климатологами и лицами, принимающими решения. Можно ожидать, что результаты, представленные в виде частоты повторения тех или иных экстремальных событий (в отличие от оценок изменения средних значений при определенном уровне значимости), будут способствовать лучшему взаимопониманию с бизнес-сообществом, влияющим на выбор стратегии адаптации в экономике России.

В современных условиях при организации планирования адаптации важно учитывать опасность, обусловленную доступностью разнообразных модельных данных широкому кругу потребителей и приводящую к увеличению рисков некорректного использования этих данных в прикладных целях. С одной стороны, меры адаптации к ожидаемым изменениям должны приниматься уже сейчас (т. е. адаптация должна носить упреждающий характер). С другой стороны, эти конкретные меры должны адекватным образом соотноситься с фундаментальной составляющей прогнозирования климата.

Существует целый ряд научных проблем использования модельных данных в исследованиях климатических воздействий, требующих решения. Особого внимания заслуживают вопросы, связанные с подходами к формированию модельных ансамблей и суперансамблей (включая оптимальность размера ансамбля и проблемы дискриминации моделей в мультиmodelльных ансамблях [7]); с соотношением “добавленного качества” и “добавленных неопределенностей” при использовании различных инстру-

ментов и технологий пространственной детализации результатов моделирования климатической системы; с разной степенью доверия к оценкам будущих изменений различных климатических характеристик, а также специальные вопросы статистической интерпретации модельных климатических данных для прикладных целей [2].

В связи с этим использованная в настоящей работе технология вероятностного сценарного прогнозирования подлежит развитию, а полученные в результате ее применения количественные оценки изменений климата и соответствующие неопределенности — дальнейшему уточнению, в том числе за счет использования иных подходов к формированию ансамблей сценарных прогнозов.

Авторы выражают глубокую признательность руководству и сотрудникам Главного вычислительного центра Росгидромета за помощь в проведении ряда численных экспериментов в рамках настоящего исследования на суперкомпьютере.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00063).

## Литература

- 1. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 г.** — М., Росгидромет, 2019, 68 с.
- 2. Катцов В. М.** Климатическое обслуживание Российской Федерации: вчера, сегодня, завтра. /В сб.: Труды VII Всероссийского метеорологического съезда. — СПб, Д Арт, 2015, с. 66—80.
- 3. Катцов В. М., Порфирьев Б. Н.** Адаптация России к изменению климата: концепция национального плана. — Труды ГГО, 2017, вып. 586, с. 7—20.
- 4. Катцов В. М., Школьник И. М., Ефимов С. В.** Перспективные оценки изменений климата в российских регионах: детализация в физическом и вероятностном пространствах. — Метеорология и гидрология, 2017, № 7, с. 68—80.
- 5. Катцов В. М., Школьник И. М., Ефимов С. В. и др.** Развитие технологии вероятностного прогнозирования регионального климата на территории России и построение на ее основе сценарных прогнозов изменения климатических воздействий на секторы экономики. Часть 1: Постановка задачи и численные эксперименты. — Труды ГГО, 2016, вып. 583, с. 7—29.
- 6. Катцов В. М., Школьник И. М., Павлова В. Н. и др.** Развитие технологии вероятностного прогнозирования регионального климата на территории России и построение на ее основе сценарных прогнозов изменения климатических воздействий на секторы экономики. Часть 2: Оценки климатических воздействий. — Труды ГГО, 2019, вып. 593, с. 6—52.
- 7. Павлова Т. В., Катцов В. М., Мелешко В. П. и др.** Новое поколение климатических мо- делей. /В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М., Росгидромет, 2014, с. 286—320.
- 8. Приоритеты устойчивого развития Москвы: энергоэффективность, снижение уязвимости, климатическая адаптация.** /Е. Г. Гашо, М. В. Степанова (ред.). Материалы научно-практической конференции “Экология Московского региона — 2017”. — М., 2017, 56 с.
- 9. Свод правил СП20.13330.2011. Нагрузки и воздействия.** Актуализированная редакция СНиП 2.01.07-85. — М., Минрегион России, 2011, 96 с.
- 10. Свод правил СП131.13330.2012. Строительная климатология.** Актуализированная редакция СНиП 23-01-99. — М., Минрегион России, 2012, 386 с.
- 11. Спорышев П. В., Катцов В. М., Говоркова В. А.** Эволюция температуры в Арктике: достоверность модельного воспроизведения и вероятностный прогноз на близкую перспективу. — Труды ГГО, 2016, вып. 583, с. 45—84.
- 12. Торжков И. О., Кушнир Е. А., Константинов А. В., Королева Т. С., Ефимов С. В., Школьник И. М.** Прогнозируемые изменения климата и их влияние на лесной сектор экономики России. — Метеорология и гидрология, 2019, № 3, с. 40—49.
- 13. Хлебникова Е. И., Дацюк Т. А.** Строительство, наземный транспорт, топливно-энергетический комплекс. /В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М., Росгидромет, 2014, с. 801—830.

- 14. Хлебникова Е. И., Катцов В. М., Пикалева А. А., Школьник И. М.** Оценка изменения климатических воздействий на экономическое развитие территории российской Арктики в XXI веке. — Метеорология и гидрология, 2018, № 6, с. 5—19.
- 15. Хлебникова Е. И., Рудакова Ю. Л., Салль И. А., Ефимов С. В., Школьник И. М.** Изменение показателей экстремальности термического режима в XXI веке: ансамблевые оценки для территории России. — Метеорология и гидрология, 2019, № 3, с. 11—23.
- 16. Хлебникова Е. И., Рудакова Ю. Л., Школьник И. М.** Изменение режима атмосферных осадков на территории России: результаты регионального климатического моделирования и данные наблюдений. — Метеорология и гидрология, 2019, № 7, с. 5—16.
- 17. Хлебникова Е. И., Салль И. А.** Экстремально низкие значения температуры воздуха на территории России и риски критических температурных воздействий на объекты инфраструктуры. — Метеорология и гидрология, 2018, № 6, с. 41—51.
- 18. Хлебникова Е. И., Салль И. А., Рудакова Ю. Л.** Климатические характеристики суточных максимумов температуры воздуха: ансамблевые оценки для территории России. — Труды ГГО, 2016, вып. 581, с. 7—23.
- 19. Хлебникова Е. И., Салль И. А., Школьник И. М.** Региональные климатические изменения как факторы влияния на объекты строительства и инфраструктуры. — Метеорология и гидрология, 2012, № 12, с. 19—34.
- 20. Школьник И. М., Говоркова В. А., Ка роль И. Л. и др.** Ожидаемые изменения климата на территории Российской Федерации в XXI веке. /В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М., Росгидромет, 2014, с. 320—349.
- 21. Школьник И. М., Ефимов С. В.** Региональная климатическая модель нового поколения для территории северной Евразии. — Труды ГГО, 2015, вып. 576, с. 201—211.
- 22. Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стafeева Е. Н.** Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине XXI века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО. — Метеорология и гидрология, 2012, № 2, с. 5—23.
- 23. Alexander L. V.** Global observed long-term changes in temperature and precipitation extremes: A review of progress and limitations in IPCC assessments and beyond. — Weather and Climate Extremes, 2016, vol. 11, pp. 4—16; doi: 10.1016/j.wace.2015.10.007.
- 24. European Environmental Agency.** Impacts of Europe's Changing Climate — 2008 Indicator-based Assessment. — Joint European Environmental Agency (EEA)-Joint Research Council (JRC) — World Health Organization report. EEA Report No. 4/2008; JRC Reference Report No. JRC47756 (EEA, Copenhagen, Denmark).
- 25. Goodess C. M., Hanson C., Hulme M., and Osborn N. J.** Representing climate and extreme weather events in integrated assessment models: A review of existing methods and options for development. — Integrated Assessment, 2003, vol. 4, No. 3, pp. 145—171.
- 26. Li G., Zhang X., Cannon A. J., Murdock T. Q., Sobie S., Zwiers F. W., Anderson K., and Qian B.** Indices of Canada's future climate for general and agricultural adaptation applications. — Climatic Change, 2018, vol. 148, No. 1—2, pp. 249—263; doi: 10.1007/s10584-018-2199-x.
- 27. Maraun D.** Bias correcting climate change simulations — a critical review. — Curr. Clim. Change Rep., 2016, vol. 2, pp. 211—220; doi: 10.1007/s40641-016-0050-x.
- 28. Michelangeli P.-A., Vrac M., and Loukos H.** Probabilistic downscaling approaches: Application to wind cumulative distribution functions. — Geophys. Res. Lett., 2009, vol. 36, L11708; doi: 10.1029/2009GL038401.
- 29. Pavlova V., Shkolnik I., Pikaleva A., Efimov S., Karachenkova A., and Kattsov V.** Future changes in spring wheat yield in the European Russia as inferred from a large ensemble of high-resolution climate projections. — Environ. Res. Lett., 2019, vol. 14, 034010; <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaf8be>.
- 30. Schoof J. T. and Robeson S. M.** Projecting changes in regional temperature and precipitation extremes in the United States. — Weather and Climate Extremes, 2016, vol. 11, pp. 28—40.
- 31. Shkolnik I., Pavlova T., Efimov S., and Zhuravlev S.** Future changes in peak river flows across northern Eurasia as inferred from an ensemble of regional climate projections under the IPCC RCP8.5 scenario. — Climate Dynamics, 2018; doi: 10.1007/s00382-017-3600-6.
- 32. Sillmann J., Kharin V. V., Zhang X., Zwiers F. W., and Bronaugh D.** Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. — J. Geophys. Res. Atmos., 2013, vol. 118, pp. 2473—2493; doi: 10.1002/jgrd.50203.
- 33. Vuuren D. P. van, Edmonds J., Kainuma M., et al.** The representative concentration pathways: An overview. — Climatic Change, 2011, vol. 109, pp. 5—31; doi: 10.1007/s10584-011-0148-z.

## Статистическая модель для оценки формирования климатогенных угроз по данным мониторинга климата

С. М. Семенов\*, \*\*, \*\*\*, И. О. Попов\*,

В. В. Ясюкевич\*

Предложена статистическая модель формирования климатогенной угрозы. Ее формирование описывается несколькими метеорологическими переменными или прикладными климатическими индексами, характеризующими календарный год. Их значения или данные для их расчета предоставляют системы мониторинга климата. Климатическая угроза возникает, когда для значительного числа последовательных лет эти переменные или прикладные климатические индексы одновременно выходят за пределы своих безопасных диапазонов. Обоснованы соответствующие минимальные значения для различных уровней вероятности возникновения климатогенной угрозы. Разработанная методология применена для получения вероятностных оценок климатического ареала клеща *Ixodes ricinus* (Linnaeus, 1758) — переносчика опасных болезней человека — и его изменения в 2001—2010 гг. по сравнению с 1971—1980 гг. Результаты представлены в виде карт-схем.

**Ключевые слова:** изменение климата, климатогенная угроза, статистическая модель, оценка, картографическое отображение, климатический ареал, *Ixodes ricinus*.

### Введение

В условиях изменяющегося климата — по естественным или антропогенным причинам — происходят изменения климатообусловленных рисков для природных и социально-экономических систем, для здоровья населения. Понятие риска в данном контексте уточнено в глоссариях последних докладов Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Речь идет о трех специальных докладах 2018—2019 гг. Их краткие названия — “Глобальное потепление на 1,5°C” [11], “Изменение климата и земля” [12], “Океан и криосфера в условиях меняющегося климата” [13]. Климатогенный риск для какого-либо объекта (процесса, системы — природной или антропогенной, территории, здоровья населения и т. д.) возникает вследствие взаимодействия климатогенной угрозы, подверженности объекта этой угрозе и его уязвимости. В этой статье рассматривается лишь первая составляющая климатогенного риска

\* Институт глобального климата и экологии им. академика Ю. А. Израэля; e-mail: SergeySemenov1@yandex.ru (Семенов Сергей Михайлович).

\*\* Институт географии Российской академии наук.

\*\*\* Национальный исследовательский университет “Высшая школа экономики”.

— климатогенная угроза. При этом под угрозой понимается не только увеличение частоты и (или) интенсивности экстремальных климатических явлений, но и изменение климатических норм (например, постепенное потепление климата).

В последовательности “изменение климата — воздействие — последствие” иногда каждую составляющую можно подразделять на промежуточные звенья. Но все же категория “угроза” относится к начальным участкам этой цепи. Так, если речь идет о населенном пункте, находящемся в затопляемой пойме реки, то ливневые осадки в верхнем течении реки — первичная угроза, а паводковое наводнение ниже по течению — вторичная угроза. Последнее воздействует на различные объекты — жилища, инфраструктуру и пр.

Установление климатогенных угроз, оценка вероятности их проявления в природных или социально-экономических системах и их величины в первую очередь должны входить в сферу ответственности национальных гидрометеослужб в связи с реализацией положений Парижского соглашения [4]. Эта информация необходима для стратегического отраслевого планирования и осуществления адаптационных мер.

Цели этой статьи:

- обосновать статистическую модель для оценки формирования климатогенных угроз по данным мониторинга климата;
- предложить процедуру визуализации таких оценок в виде карт-схем для случая, когда оценивается пространственное распространение угрозы;
- продемонстрировать приложение этой методики для установления климатического ареала иксодового клеща *Ixodes ricinus* (Linnaeus, 1758) — переносчика опасных заболеваний человека (клещевого энцефалита, клещевых иксодовых боррелиозов и др.).

### Метод

Возникновение климатогенной угрозы для заданного объекта связано чаще всего с тем, что значения гидрометеорологических переменных начинают все чаще выходить за пределы некоторого безопасного диапазона. В базах данных систем мониторинга климата [1] обычно представлены значения классических переменных в приповерхностном слое атмосферы — температуры, суммы осадков, давления, скорости ветра и т. д. Однако для характеристизации возникновения опасности часто используются кумулятивные переменные (например, сумма активных температур для определенного порогового значения) и комплексные переменные (например, гидротермические коэффициенты), которые рассчитываются с использованием нескольких классических переменных. Обозначим через  $f_1, f_2, \dots, f_m$  совокупность таких переменных, совместно определяющих возникновение климатогенной угрозы для рассматриваемого объекта.

Обычно значения таких переменных определяются для года. Например, рассчитываются средние значения температуры воздуха для января или июля, сумма осадков за вегетационный период, сумма активных температур за год. Совокупности переменных  $\{f_i\}$  соответствует совокупность переменных  $\{F_i\}$ , каждая из которых принимает значения 0 или 1. Если переменная  $f_i$  в данный год вышла за пределы безопасного диапазона, то со-

ответствующей бинарной переменной  $F_i$  присваивается значение 1; иначе — 0. Переменная  $F = F_1F_2 \dots F_M$  интегрирует эту информацию — она принимает значение 1, когда значения всех переменных  $\{f_i\}$  вышли за пределы своих безопасных диапазонов; иначе ее значение 0.

Рассмотрим отрезок времени в несколько последовательных лет — их порядковые номера 1, 2, ...,  $N$ . Продолжительность  $N$  такова, что изменение климата на этом отрезке времени существенно меньше межгодовой изменчивости. Значение  $N$  определяется экспертами-климатологами. Для этого климата можно определить параметр  $p$  — вероятность того, что  $F = 1$ . Этот параметр — встречаемость лет, когда значения всех рассматриваемых переменных  $\{f_i\}$  выходят из безопасных диапазонов.

Рассматриваемый объект характеризуется предельным значением встречаемости  $p_0$ : при  $p = p_0$  сложившийся в годы 1, 2, ...,  $N$  климат представляет угрозу для рассматриваемого объекта. Это предельное значение — климатическая толерантность — оценивается экспертами по объектам данного класса.

Значение  $p$  недоступно для прямого измерения. О нем можно судить лишь по значениям  $F(1), F(2), \dots, F(N)$ , которые вычисляются по данным мониторинга климата. Для заданных целого числа  $N \geq 1$  и  $p_0$  ( $0 < p_0 < 1$ ) и доверительной вероятности  $\alpha > 0$  найдем такое  $k_0$  ( $1 \leq k_0 \leq N$ ), что при  $k \geq k_0$  гипотеза  $p < p_0$  отвергается.

Алгоритмически  $k_0$  находится с использованием процедуры [2] для оценки параметра биномиального распределения следующим образом. Для заданных  $N \geq 1$  и  $k$  ( $1 \leq k \leq N$ ) находим такое  $p$  ( $0 < p < 1$ ), что

$$S(k, N, p) = \sum_{i=k}^N C_N^i p^i (1-p)^{(N-i)}$$

равно  $\alpha$ . Обозначим это  $p$  как  $p_{\min}(k, N)$ . Значение  $S$  — вероятность того, что среди  $N$  лет в  $k$  лет или больше возникала опасность, т. е. все рассматриваемые переменные выходили за границу безопасного диапазона.

Далее, для заданных  $N \geq 1$  и  $\alpha > 0$ , перебирая  $k$  от 1 до  $N$ , находим такое первое  $k_0$ , что  $p_{\min}(k_0, N) = p_0$ .

Результаты расчета  $k_0$  для  $N = 1, 2, \dots, 30$  для значений доверительной вероятности  $\alpha = 0,66; 0,33; 0,10; 0,01$  представлены в таблице на сайте журнала “Метеорология и гидрология” [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru). В терминологии, принятой в МГЭИК [14] для характеристики вероятности, промежуток  $(0,66; 1]$  соответствует категории “маловероятно”,  $(0,33; 0,66]$  соответствует категории “столь же вероятно, сколь нет” (для краткости — средневероятно),  $(0,10; 0,33]$  — “вероятно”,  $(0,01, 0,10]$  — “весома вероятно”,  $(0,00; 0,01]$  — “практически достоверно”.

Если из  $N$  лет число лет  $k$ , в которые все рассматриваемые переменные выходили из безопасных диапазонов, было больше или равно  $k_0$ , то считается, что  $p \geq p_0$ , т. е. для рассматриваемого объекта при климате, соответствующем этому промежутку времени, сформировалась климатическая угроза.

### Пример применения методики

Применим предложенный метод к вероятностной оценке угрозы распространения на территории России и некоторых соседних стран европейской

ского лесного клеща *I. ricinus*, переносчика опасных заболеваний человека — клещевого энцефалита, иксодовых клещевых боррелиозов и др. Общий подход к оценке представляет собой развитие предложенного в работе [7] детерминистического подхода.

Согласно работе [9] и более поздним уточнениям в работах [5, 6] климатически благоприятные условия для распространения и укоренения этого переносчика наступают, когда САТ — годовая сумма активных температур (среднесуточных значений температуры воздуха в приповерхностном слое, больших  $10^{\circ}\text{C}$ ) превышает  $1550^{\circ}\text{C} \cdot \text{сут}$ , средняя температура января больше  $-4,1^{\circ}\text{C}$  и годовая сумма осадков больше 491 мм.

Таким образом, годовая сумма активных температур, средняя температура января и годовая сумма осадков — соответственно переменные  $f_1$ ,  $f_2$  и  $f_3$ , а  $F_1$ ,  $F_2$  и  $F_3$  — принимают значение 1, когда  $f_1$ ,  $f_2$  и  $f_3$  соответственно превосходят указанные выше пороговые значения; а иначе 0;  $F = F_1F_2F_3$ . Значение  $F = 1$  указывает на то, что в данный год все переменные  $f_1$ ,  $f_2$  и  $f_3$  вышли за пределы безопасного диапазона.

Рассмотрим два 10-летних периода времени: 1971—1980 и 2001—2010 гг. Примем  $p_0 = 0,5$  как значение климатической толерантности для рассматриваемого случая, т. е. будем считать, что при  $p = 0,5$  климатические условия допускают устойчивое существование данного вида и возникает климатогенная угроза.

При представлении результатов оценки в виде карты-схемы степень достоверности того, что  $p = 0,5$ , будем отображать цветами. Этим степеням также присвоены ранги для последующего отображения изменений при сравнении двух десятилетий. На рис. 1 в виде карт-схем представлена результаты расчетной оценки климатических ареалов вида *I. ricinus* на территории России и соседних стран для двух периодов времени: 1971—1980 и 2001—2010 гг. При построении этих карт-схем использовались данные Climate Research Unit Университета Восточной Англии [10]. Эти данные — результаты климатического мониторинга. Данные наблюдений на гидрометеорологических станциях — температура и суммы осадков — интерполированы на элементы пространственной сетки  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ .

Это данные месячные, а для оценки САТ необходимы среднесуточные значения температуры. Для их получения для заданного года ступенчатые функции, значения которых в пределах каждого календарного месяца года равны среднемесячному значению, аппроксимировались косинусоидальной функцией:

$$T(t) = A + B\cos(2\pi(t - t_0)/365).$$

При этом значения  $A$ ,  $B$  и  $t_0$  выбирались так, чтобы функция  $T(t)$  была максимально близка к ступенчатой функции в среднеквадратичной метрике.

Отметим, что для базового периода 1971—1980 гг. климатический ареал, представленный на рис. 1а, в целом хорошо отражает фактический [8]. В частности, на рис. 1а видно, что крайняя восточная область ареала *I. ricinus* в средних широтах европейской части России достигает  $46^{\circ}$  в. д. Климатические условия обеспечивают существование этого вида также в лесах Кавказа. Картографический анализ выявил климатические предпосылки распространения этого вида на юге Центральной Азии (ранг от 1 до 3) и юге Приморского края (ранг 1—2). Высший ранг (4) достигается в западных областях России, на Украине, в Белоруссии и в странах Балтии.

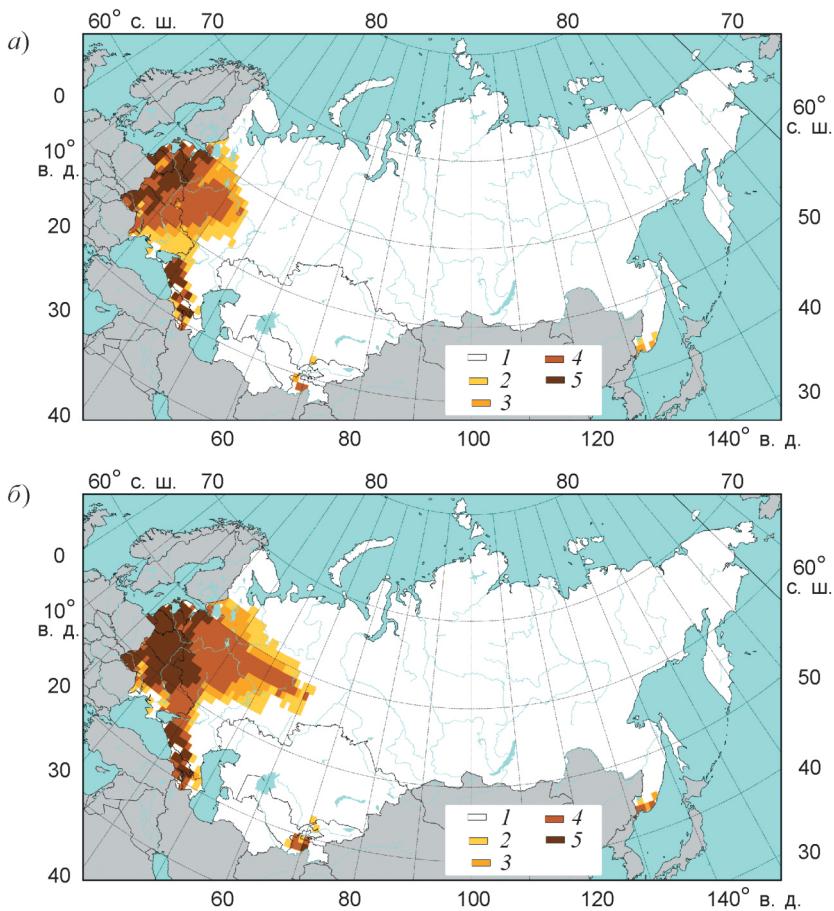


Рис. 1. Вероятность формирования климатогенной угрозы — распространения клеща *I. ricinus* на территории России и соседних стран в 1971—1980 гг. (а) и в 2001—2010 гг. (б).

1 — маловероятно,  $k < 5$ , ранг 0; 2 — средневероятно,  $k = 5, 6$ , ранг 1; 3 — вероятно,  $k = 7$ , ранг 2; 4 — весьма вероятно,  $k = 8, 9$ , ранг 3; 5 — практически достоверно,  $k = 10$ , ранг 4.

Это объясняется тем, что ареал *I. ricinus* не ограничивается территорией бывшего СССР, а простирается до побережья Атлантического океана и включает значительную часть Западной Европы, в том числе юг Швеции и побережье Норвегии [15]. Известно, что популяции на границах ареала часто бывают неустойчивы и существуют за счет притока мигрантов из внутренних, более благоприятных по условиям обитания популяций [3]. Это хорошо видно на рис. 1а — граничные популяции имеют ранг вероятности устойчивого существования, равный 1.

На рис. 1б, где представлен климатический ареал для 2001—2010 гг., заметны изменения по сравнению с базовым периодом 1971—1980 гг. Крайняя восточная область ареала *I. ricinus* в средних широтах европейской части России достигла уже  $61^{\circ}$  в. д., что выходит за пределы фактического ареала, известного по ранним публикациям [8]. Существенно расширилась область, где климатические условия обеспечивают наибольшую устойчивость существования популяций (ранг 4). Усилились климатичес-

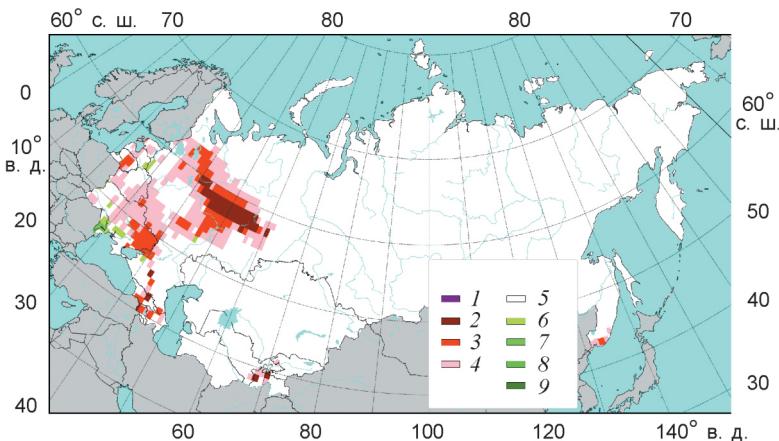


Рис. 2. Изменение в 2001—2010 гг. по сравнению с 1971—1980 гг. вероятности того, что по климатическим условиям в данной точке географического пространства сформировалась угроза распространения *I. ricinus*.

1 — очень сильное увеличение; 2 — сильное увеличение; 3 — среднее увеличение; 4 — слабое увеличение; 5 — изменение не выявлено; 6 — слабое уменьшение; 7 — среднее уменьшение; 8 — сильное уменьшение; 9 — очень сильное уменьшение. Изменение ранга — от 4 до -4 соответственно.

кие предпосылки распространения этого вида на юге Центральной Азии (ранг 1—4) и юге Приморского края (ранг 1—3).

Для сравнения климатических ареалов двух рассматриваемых десятилетий построим карту изменений рангов. На рис. 2 в виде карты-схемы для периодов 2001—2010 и 1971—1980 гг. представлен результат сравнения вероятности того, что по климатическим условиям в данной точке географического пространства сформировалась угроза распространения *I. ricinus*. Как следует из данных этого рисунка, наибольшее увеличение ранга вероятности устойчивого существования *I. ricinus* выявлено в европейской части России в средних широтах (53—63° с. ш.) (на восток до 61° в. д.), ранг 2—3. Увеличение ранга отмечено также на востоке Украины. Изменение ранга в сторону уменьшения практически отсутствует.

### Заключение

Применение разработанной методологии к описанию климатического ареала переносчика опасных болезней человека таежного клеща *I. ricinus* и его изменений в условиях изменения климата показало удовлетворительные результаты.

В условиях недостаточного развития, в том числе в России, комплексных программ натурных исследований и мониторинга последствий изменения климата для природных и социально-экономических систем расчетный метод является целесообразным средством получения прикладных оценок, необходимых для научного обоснования мер реагирования на современные изменения климата. Это особенно актуально в связи с присоединением России в 2019 г. к Парижскому соглашению и принятием Национального адаптационного плана.

Для широкого применения предложенного метода необходимо развитие комплексных биогеографических и климатологических исследований, результаты которых позволяют получить информацию о метеорологических переменных и прикладных климатических индексах, определяющих климатогенные угрозы для различных объектов, особенно для тех, для которых разрабатываются меры адаптации.

## Литература

- 1. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год.** — М., Росгидромет, 2019, 79 с.
- 2. Мюллер П., Нойман П., Шторм Р.** Таблицы по математической статистике. — М., Финансы и статистика, 1982, 271 с.
- 3. Одум Ю.** Экология. Т. 2. — М., Мир, 1986, 376 с.
- 4. Парижское соглашение.** Организация Объединенных Наций. 2015, 32 с.; [https://unfccc.int/sites/default/files/russian\\_paris\\_agreement.pdf](https://unfccc.int/sites/default/files/russian_paris_agreement.pdf) (дата обращения 27.01.2020).
- 5. Попов И. О.** Климатически обусловленные изменения аутэкологических ареалов иксодовых клещей *Ixodes ricinus* и *Ixodes persulcatus* на территории России и стран ближнего зарубежья. /Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата биологических наук. — М., 2016, 24 с.
- 6. Попова Е. Н., Попов И. О.** Моделирование потенциальных климатических ареалов биологических видов и их климатогенных изменений. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2019, т. 1, с. 58—75; doi: 10.21513/2410-8758-2019-1-58-75.
- 7. Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С.** Выявление климатогенных изменений. — М., Метеорология и гидрология, 2006, 324 с.
- 8. Таежный клещ *Ixodes persulcatus* Schulze (Acarina, Ixodidae). Морфология, систематика, экология, медицинское значение.** /Под ред. Н. А. Филипповой. — Л., Наука, 1985, 416 с.
- 9. Ясюкевич В. В., Казакова Е. В., Попов И. О., Семенов С. М.** Распространение клещей *Ixodes ricinus* L., 1758 и *Ixodes persulcatus* Shulze, 1930 (Parasitiformes, Ixodidae) на территории России и соседних стран и наблюдаемые изменения климата. — Доклады АН, 2009, т. 427, № 5, с. 688—692.
- 10. Harris I., Jones P., Osborn T., and Lister D.** Updated high resolution grids of monthly climatic observations — the CRU TS3.10 Dataset. — Int. J. Climatol., 2014, vol. 34, pp. 623—642; doi: 10.1002/joc.3711.
- 11. IPCC.** 2018. Global Warming of 1,5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1,5°C above Pre-industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty, 2018; <http://report.ipcc.ch/sr15/>.
- 12. IPCC.** Climate Change and Land: An IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse Gas Fluxes in Terrestrial Ecosystems, 2019; <https://www.ipcc.ch/srccl-report-download-page/>.
- 13. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.** /H.-O. Portner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, and N. Weyer (eds.), 2019; <https://www.ipcc.ch/srocc/download-report/>.
- 14. Mastrandrea M. D., Field C. B., Stocker T. F., Edenhofer O., Ebi K. L., Frame D. J., Held H., Kriegler E., Mach K. J., Matschoss P. R., Plattner G.-K., Yohe G. W., and Zwiers F. W.** Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties. /IPCC Cross-Working Group Meeting on Consistent Treatment of Uncertainties.—Jasper Ridge, CA, USA 6—7 July 2010, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2010; <http://www.ipcc.ch>.
- 15. Swanson S. J., Neitzel D., Reed K. D., and Belongia E. A.** Coinfections acquired from Ixodes Ticks. — Clin. Microbiol. Rev., 2006, vol. 19, No. 4, pp. 708—727.

## Условия стабилизации средней глобальной приповерхностной температуры на уровнях +2 и +1,5°C при использовании геоинженерного метода на основе стратосферных аэрозолей

В. А. Гинзбург\*, \*\*, С. В. Кострыкин\*, \*\*\*,

А. Г. Рябошапко\*, А. П. Ревокатова\*, \*\*\*\*,

И. О. Бушмелев\*

*Рассматривается метод стратосферных аэрозолей — один из методов геоинженерии, который может быть использован в качестве вспомогательного метода для стабилизации глобальной температуры на уровнях, принятых допустимыми в рамках Парижского соглашения в 2015 г. Показано, что применение метода могло бы позволить стабилизировать глобальную температуру на уровнях +2 и +1,5°C по отношению к доиндустриальному значению, которое в данной работе рассчитывается как среднее за период 1800—1850 гг. Поддержание глобальной температуры до конца ХХI в. на уровне +2°C при реализации наиболее негативного сценария выбросов парниковых газов (RCP8.5) потребует применения метода стратосферных аэрозолей с 2041 г. Для стабилизации глобальной температуры на уровне +1,5°C при этом же сценарии потребуется более раннее начало применения метода — с 2023 г. Максимальное значение ежегодной эмиссии соединений серы, достигнутое в 2100 г. при условии реализации наихудших сценариев роста концентрации парниковых газов, будет находиться в диапазоне 2—5 Mt S, что в несколько раз меньше, чем выброс  $SO_2$  вулканом Пинатубо в 1991 г. Модельные расчеты показали, что стабилизация глобальной температуры на уровне +1,5°C только с использованием методов управления солнечной радиацией уже практически нереальна — в этом случае было бы необходимо начать применение метода стратосферных аэрозолей уже через 3 года.*

**Ключевые слова:** стабилизация глобальной температуры на уровнях +2 и +1,5°C над доиндустриальным значением, геоинженерия, метод стратосферных аэрозолей.

### Введение

Участники Климатической конференции ООН (СОП 21) в конце 2015 г. согласовали текст Парижского соглашения, в котором пришли к заключе-

\* Институт глобального климата и экологии им. академика Ю. А. Израэля; e-mail: veronika.ginzburg@gmail.com (Гинзбург Вероника Александровна).

\*\* Институт географии Российской академии наук.

\*\*\* Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук; e-mail: s\_kostr@mail.ru (Кострыкин Сергей Владимирович).

\*\*\*\* Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации; e-mail: revokatova@gmail.com (Ревокатова Анастасия Петровна).

нию, что допустимым пределом повышения средней глобальной приповерхностной температуры атмосферы (СГПТА) Земли может быть величина  $+2^{\circ}\text{C}$  над доиндустриальным значением (обязательное условие). Вместе с тем многие страны высказали пожелание снизить этот порог до  $+1,5^{\circ}\text{C}$ , чтобы исключить проявление негативных последствий потепления климата по меньшей мере до конца текущего столетия (желательное условие). Сразу же следует отметить, что ни первая величина ( $+2^{\circ}\text{C}$ ), ни вторая ( $+1,5^{\circ}\text{C}$ ) не имеют под собой какого-либо научного обоснования.

На данный момент не существует общепринятого значения доиндустриальной температуры, ее оценки могут отличаться в модельных расчетах на величину порядка  $1^{\circ}\text{C}$ . Поэтому в данной работе мы отталкивались от значения, полученного в работе [8], согласно которой СГПТА в период с 1800 по 1850 г. (принятый как доиндустриальный) составляла  $13,4 \pm 0,04^{\circ}\text{C}$ . Это означает, что при проведении модельных расчетов с использованием методов, аналогичных применяемым в работе [8], СГПТА не должна превышать  $15,4^{\circ}\text{C}$ , при этом желательно, чтобы до конца текущего века СГПТА оставалась ниже  $14,9^{\circ}\text{C}$ .

Существующие на сегодняшний день тенденции показывают, что несмотря на все принимаемые мировым сообществом меры по ограничению выбросов парниковых газов снижения концентрации диоксида углерода ( $\text{CO}_2$ ) в глобальной атмосфере не происходит. Этот факт иллюстрируется на рис. 1, на котором сопоставлены графики изменения расчетных концентраций  $\text{CO}_2$  в соответствии с наиболее пессимистичными прогнозными сценариями семейства RCP (RCP8.5 и RCP6.0) [24] с 2000 по 2017 г. и график, полученный на основе измерения концентрации  $\text{CO}_2$  на станции мониторинга Мауна Лоа за этот же период (<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccg>). Очевидно, что кривые, относящиеся к данным наблюдений и к сценарию RCP8.5, практически сливаются. Отсюда следует, что принятые на политическом уровне планы уменьшения концентрации  $\text{CO}_2$  за счет снижения антропогенных выбросов пока не приводят к желаемому результату.

Поэтому в настоящее время наряду с методами сокращения антропогенных выбросов парниковых газов рассматриваются и другие подходы к стабилизации глобальной приземной температуры на приемлемом уровне, такие как, например, геоинженерия климата.

В последние десятилетия методы инженерии климата широко обсуждаются, а количество на-

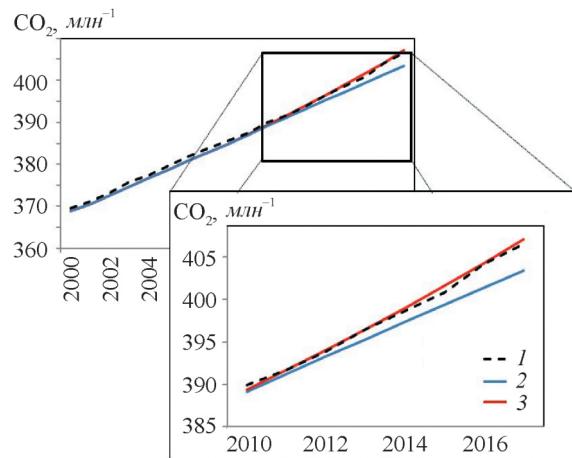


Рис. 1. Изменение концентрации  $\text{CO}_2$  в приземной глобальной атмосфере с 2000 по 2017 г., наблюдаемое на станции Мауна Лоа (1) и рассчитанное по модели ИВМ РАН для реализации сценариев RCP6.0 (2) и RCP8.5 (3).

учных публикаций, посвященных геоинженерингу, растет с каждым годом. Инженерия климата разделилась на два принципиально различных направления — методы удаления диоксида углерода из атмосферы (carbon dioxide removal — CDR) и методы компенсации парникового эффекта путем уменьшения потока приходящей солнечной радиации (solar radiation modification — SRM). Первая группа методов была отнесена Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) в специальном докладе, посвященном возможностям удержания глобальной приземной температуры на уровне  $+1,5^{\circ}\text{C}$  (далее — Специальный доклад  $1,5^{\circ}\text{C}$  [31]), к сценариям смягчения воздействия на климат (mitigation measure). Метод, рассматриваемый в данной работе, относится ко второй группе методов, которые не решают основной проблемы глобального потепления — роста концентрации парниковых газов, однако могут временно помочь понизить глобальную температуру воздуха или хотя бы сдержать ее повышение. Все эксперты, занимающиеся исследованиями методов управления солнечной радиацией, сходятся во мнении о том, что эти технологии могут быть применены только в совокупности с традиционными методами сокращения выбросов парниковых газов.

В Специальном докладе  $1,5^{\circ}\text{C}$  впервые применение метода управления солнечной радиацией оценивается в контексте его потенциала ограничения глобального потепления на уровне, не превышающем  $1,5^{\circ}\text{C}$  в ситуации временного роста СГПТА выше этого уровня [28]. Метод управления солнечной радиацией в таком случае рассматривается как временный “экстренный” вариант для ограничения повышения глобальной температуры и сопутствующих воздействий, применяемый до того момента, когда усилия мирового сообщества по смягчению воздействия на климат приведут к возвращению СГПТА на приемлемый уровень. Более подробно вопрос совместного применения трех подходов к стабилизации глобальной приземной температуры на приемлемом уровне рассмотрен в статье [7].

Таким образом, необходимость применения методов управления солнечной радиацией в качестве временной меры может возникнуть даже при реализации сценариев RCP2.6 и RCP4.5. Однако, как показано на рис. 1, наблюдаемый рост концентрации  $\text{CO}_2$  в глобальной приземной атмосфере в настоящее время не дает надежды на реализацию этих оптимистичных сценариев. Поэтому в данной статье рассмотрены наиболее негативные с точки зрения антропогенного воздействия на климат сценарии.

Многочисленные работы, посвященные проблеме сохранения климата с применением методов геоинженерии, приводят к выводу о том, что технически наиболее быстро реализуемым является метод уменьшения потока солнечной радиации с применением стрatosферных аэрозолей (метод CA) [15, 16, 19, 22, 25, 32]. Он предполагает создание в стратосфере слоя субмикронных аэрозольных частиц, обладающих способностью отражать в космическое пространство часть потока солнечной энергии в видимой области спектра. Применение такого метода как аналога природного эффекта охлаждения, наступающего после извержения крупных вулканов, было предложено еще в работе Будыко в 1974 г. [1]. Чаще всего в этом случае рассматривается сульфатный аэрозоль, который образуется при окислении вводимых в стратосферу серосодержащих газов —  $\text{SO}_2$  или  $\text{H}_2\text{S}$  [17, 39].

Применение метода СА может повлечь за собой ряд негативных последствий, таких как истончение озонового слоя, неравномерное перераспределение осадков, потенциально опасные последствия для биоразнообразия, невозможность быстрой остановки его применения и другие [29, 30, 37—39]. В то же время SRM, и в частности метод СА, могут снизить некоторые глобальные риски изменения климата, связанные с повышением температуры [18, 21], например, увеличение количества осадков в сезон ураганов, подъем уровня моря [23], потерю морского льда [10], частоту экстремальных штормов в Северной Атлантике и волн тепла в Европе [18]. Безусловно, требуется дальнейшее изучение метода СА, его потенциальных возможностей и недостатков. На данный момент сложно однозначно ответить, что перевесит в случае начала необратимых климатических изменений — выгоды от снижения глобальной температуры или недостатки рассматриваемого метода. Однако только совокупные исследования SRM и изменения климата смогут в конечном счете дать ответ на этот вопрос. Наша статья посвящена изучению возможностей стабилизации средней глобальной температуры методом СА, модельным оценкам его потенциала и определению начала и продолжительности применения метода.

Ранее в работах [5, 17] было продемонстрировано, что даже при реализации самого пессимистичного сценария RCP8.5 метод стратосферных аэрозолей может обеспечить стабилизацию глобальной температуры на приемлемом уровне  $+2^{\circ}\text{C}$  в пределах XXI в. Априори ясно, что стабилизация СГПТА возможна и при задании условия превышения доиндустриального значения на  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Однако остается открытым вопрос, какой объем инъекции сульфатного аэрозоля понадобится в этом случае и какая потребуется продолжительность применения метода.

Целью настоящей работы является оценка теоретической возможности стабилизации глобальной температуры на уровне “не более чем  $+1,5^{\circ}\text{C}$ ” в сравнении с вариантом “не более чем  $+2,0^{\circ}\text{C}$ ”. Для этого проведен расчет массы серы, необходимой для инъекции в стратосферу для стабилизации глобальной температуры на уровнях, которые признаны допустимыми Парижским соглашением, в тех случаях, если реализуются сценарии роста концентрации парниковых газов RCP6.0 или RCP8.5 на протяжении XXI в.

### **Описание модели и оценка достоверности результатов**

Для геоинженерных экспериментов использовалась совместная климатическая модель Института вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук (ИВМ РАН) 3-й версии (INMCM3), которая в атмосфере имеет разрешение 5° по долготе и широте, 21 уровень по вертикали от поверхности до высоты 30 км, а в океане разрешение сетки составляет 2,5° по долготе и широте и 33 уровня по вертикали. Модель INMCM3 участвовала в международном проекте по сравнению климатических моделей и продемонстрировала способность воспроизводить основные характеристики современного климата, включая наблюдаемые изменения климата в XX в. [2, 4].

Модель атмосферы дополнена аэрозольным блоком, в котором учитываются перенос и химические превращения трех веществ:  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и сульфатного аэрозоля. Считалось, что последний представляет собой жидкокапельную взвесь, состоящую из частиц  $\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и соответствую-

щую по составу 75%-ному раствору серной кислоты (молярная масса 134 г/моль). Предполагается, что образующиеся аэрозольные частицы имеют сферическую форму с одинаковым радиусом  $r_{\text{AER}} = 0,25 \text{ мкм}$ .

В аэрозольном блоке решаются следующие уравнения:

$$\begin{aligned} & C_{\text{SO}_2} / t \quad \vec{V} \quad C_{\text{SO}_2} \quad C_{\text{SO}_2} / \text{so}_2 \quad \text{H}_2\text{SO}_4 \quad 1 / E, \\ & C_{\text{H}_2\text{SO}_4} / t \quad \vec{V} \quad C_{\text{H}_2\text{SO}_4} \quad C_{\text{SO}_2} / \text{so}_2 \quad \text{H}_2\text{SO}_4 \\ & \max(0, C_{\text{H}_2\text{SO}_4} \quad C_{\text{CR}}) / \text{H}_2\text{SO}_4 \quad \text{AER} \quad C_{\text{H}_2\text{SO}_4} P / (P_{\text{CR}} \quad P), \\ & C_{\text{AER}} / t \quad \vec{V} \quad C_{\text{AER}} \quad \max(0, C_{\text{H}_2\text{SO}_4} \quad C_{\text{CR}}) / \text{H}_2\text{SO}_4 \quad \text{AER} \quad C_{\text{AER}} P / (P_{\text{CR}} \quad P) \\ & 1 / (C_{\text{AER}} V_{\text{GR}}) / z, \end{aligned}$$

где  $C_{\text{SO}_2}$ ,  $C_{\text{H}_2\text{SO}_4}$ ,  $C_{\text{AER}}$  — концентрация  $\text{SO}_2$ , газообразной  $\text{H}_2\text{SO}_4$  и аэрозоля соответственно ( $\text{kg}$  серы/ $\text{kg}$  воздуха);  $t$  — время;  $z$  — высота;  $E$  — плотность воздуха;  $\vec{V}$  — скорость ветра. Характерное время превращения  $\text{SO}_2$  в газообразную  $\text{H}_2\text{SO}_4$  —  $\text{so}_2 \quad \text{H}_2\text{SO}_4$  — составляет 30 сут [3, 6, 17]. В соответствии с оценками ряда авторов [11, 27, 33, 35, 40], характерное время превращения газообразной  $\text{H}_2\text{SO}_4$  в аэрозоль  $\text{H}_2\text{SO}_4 \quad \text{AER}$  было задано равным 1 ч, а критическая концентрация паров  $\text{H}_2\text{SO}_4$   $C_{\text{CR}}$ , начиная с которой происходит это превращение, вычислялась в соответствии с работой [12]. Характерное время вымывания аэрозоля осадками  $P = 1 \text{ сут}$  [34];  $E$  — задаваемая интенсивность эмиссии  $\text{SO}_2$  ( $\text{kg S}/(\text{m}^3 \text{ c})$ );  $P$  — поток осадков на данном модельном уровне ( $\text{мм}/\text{сут}$ );  $P_{\text{CR}} = 3 \text{ мм}/\text{сут}$  — поток осадков, при котором вымывание аэрозоля происходит за время  $P$ ;  $V_{\text{GR}}$  — скорость гравитационного оседания, вычисляемая следующим образом:

$$V_{\text{GR}} = 2 / (9 \quad ) C_{\text{CANN}} g r_{\text{AER}}^2 \quad \text{AER}.$$

Здесь  $g$  — ускорение свободного падения;  $r_{\text{AER}} = 1,63 \text{ г}/\text{см}^3$  — плотность аэрозольных частиц;  $C_{\text{CANN}}$  — поправка Каннингама [13];  $\quad$  — динамическая вязкость воздуха.

Оптические характеристики сульфатного аэрозоля задавали отдельно для каждого из четырех спектральных диапазонов коротковолновой радиации, используемых в радиационном блоке модели INMCM, и выбирали в соответствии с базой данных GADS (Global Aerosol Data Set) [20]. Считалось, что с длинноволновым излучением частицы аэрозоля не взаимодействуют.

В геоинженерных численных экспериментах инжекция  $\text{SO}_2$  реализовалась на высоте 22—24 км в широтной зоне от  $10^\circ$  ю. ш. до  $10^\circ$  с. ш. равномерно по выделенному объему с постоянной интенсивностью в течение календарного года. Выбор высоты выброса, равной 22—24 км, связан с компромиссом между возможностями современной авиации и высотой нижней границы стратосферы в экваториальной зоне. В большинстве современных работ по моделированию применения метода СА для стабилизации глобальной температуры для выброса аэрозоля используется пояс от  $10^\circ$  ю. ш. до  $10^\circ$  с. ш. При исследовании возможности применения метода СА в качестве регионального, например, для стабилизации климата Арктики, конечно, задают другие параметры выброса аэрозоля в стратосферу.

Такой подход обеспечивает максимально продолжительное время нахождения аэрозольных частиц в стратосфере и, следовательно, максимальный геоинженерный эффект. Сценарий эмиссии прекурсора аэрозоля для геоинженерной стабилизации приземной температуры выбирался аналогично работам [5, 17].

Важным отличием проведенных экспериментов от более ранних являлось наличие ансамбля из пяти реализаций для каждого эксперимента, в то время как ранее рассчитывалась только одна такая реализация. В каждой реализации ансамбля в начальный момент времени значения в приземном поле температуры немного возмущались в одном узле расчетной сетки на величину порядка  $0,01^{\circ}\text{C}$ . Приведенные далее графики и оценки соответствуют среднему по ансамблю реализаций.

## Результаты

Как уже отмечалось, в настоящее время темп увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере практически идентичен темпу ее роста по сценарию RCP8.5. На рис. 2а показано, что без применения каких-либо мер по стабилизации СГПТА (сценарий RCP8.5) она продолжает расти с опасной для климатической системы Земли скоростью, и к 2100 г. величина аномалии может достичь  $+4,5^{\circ}\text{C}$ . С помощью метода стратосферных аэрозолей возможно удержать повышение СГПТА на заданных уровнях ( $+1,5$  и  $+2^{\circ}\text{C}$ ). Стабилизация температуры на уровне  $+2^{\circ}\text{C}$  потребует начала применения метода СА в 2041 г., при этом в нижнюю стратосферу будет вводиться постоянно возрастающее количество диоксида серы, которое к 2050 г. составит  $1,3 \text{ Mt S}$  в год. Поддержание СГПТА на более амбициозном уровне  $+1,5^{\circ}\text{C}$  потребует более интенсивного и более раннего применения метода СА: его начало придется, согласно модельным расчетам, на 2023 г., к середине века величина ежегодной инжекции должна составить  $2,2 \text{ Mt S}$ , а к концу века кумулятивная инжекция достигнет примерно  $210 \text{ Mt S}$  — именно такое количество аэрозоля нужно будет ввести в стратосферу, чтобы при реализации наиболее неблагоприятного сценария RCP8.5 в течение XXI в. поддержать глобальную температуру на уровне  $+1,5^{\circ}\text{C}$  по отношению к доиндустриальному значению.

Результаты расчетов для сценария RCP6.0 показаны на рис. 3. Надо отметить, что в настоящее время темпы роста концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере выше, чем темпы, предполагаемые по сценарию RCP6.0 (см. рис. 1). Реализация сценария RCP6.0 в отсутствие каких-либо дополнительных мер по стабилизации СГПТА приведет к концу столетия к интенсификации парникового эффекта и повышению температуры на  $3,5^{\circ}\text{C}$  по отношению к доиндустриальным значениям. При применении геоинженерного метода СА этот рост может быть прекращен, а СГПТА стабилизирована. Для поддержания температуры на уровне  $+2^{\circ}\text{C}$  методом СА инжекция серосодержащих аэрозолей должна начаться в 2051 г., в 2100 г. интенсивность инжекции достигнет  $2,2 \text{ Mt S}$  в год, а кумулятивная инжекция составит примерно  $80 \text{ Mt S}$ . Поддержание СГПТА на уровне  $+1,5^{\circ}\text{C}$  потребует применения методов геоинженерии с 2024 г., в 2100 г. интенсивность инжекции достигнет  $3 \text{ Mt S}$  в год, а кумулятивная инжекция должна составить около  $130 \text{ Mt S}$ .

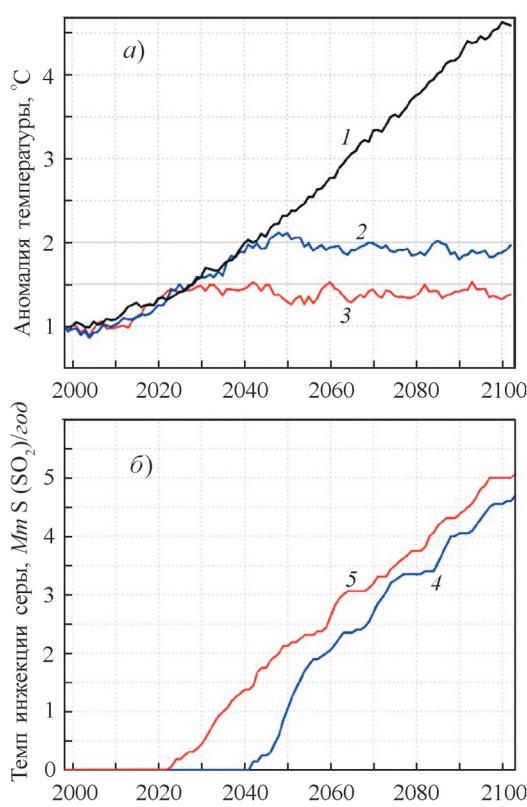


Рис. 2. Модельные результаты для сценария RCP8.5: а) отклонение СГПТА от доиндустриального значения: без применения каких-либо геоинженерных мер для стабилизации температуры (1); температура, стабилизированная на уровнях +2°C (2) и +1,5°C (3) соответственно при применении метода стрatosферных аэрозолей; б) ежегодный темп инжекции для поддержания СГПТА на уровнях +2°C (4) и +1,5°C (5).

аэрозолей, полученными в ряде исследований климатических моделей, в том числе по модельным расчетам, проведенным в рамках реализации проекта GeoMIP (Geoengineering Model Intercomparison Project) [14, 26, 30, 36, 39], согласно которым эффективность исследуемого метода составляет 2—8  $Mm S/(год °C)$ .

В таблице приведены параметры инжекции для стабилизации СГПТА при реализации сценариев RCP8.5 и RCP6.0. Величины ежегодной инжекции серы целесообразно сравнить с выбросами натуральных аналогов метода СА — вулканов. При извержении вулкана Пинатубо в 1991 г. мгновенный выброс составил 20  $Mm SO_2$  [9], что эквивалентно 10  $Mm S$ . Для стабилизации СГПТА на уровнях +1,5 и +2°C потребуется ежегодная инжекция 2—5  $Mm S$  (максимальная величина, достигнутая в 2100 г. при условии реализации наихудших сценариев роста концентрации парниковых газов).

Эффективность метода, выраженная в необходимой массе инжекции для понижения температуры на 1°C, варьируется от 1,5 до 3,5  $Mm S/°C$ . При этом метод становится более эффективным спустя несколько десятилетий после начала его реализации. В первое десятилетие реализации метода для понижения температуры на 1°C ежегодный темп инжекции должен составлять 2,5—3,0  $Mm S/год$ . По мере увеличения массы аэрозолей в стратосфере масса их ежегодной инжекции, требующаяся для того, чтобы понизить температуру на 1°C, уменьшается и к концу XXI в. при непрерывном применении метода СА сокращается до 1,5—1,7  $Mm S/год$ . Эта закономерность справедлива для всех четырех модельных экспериментов — при стабилизации температуры на уровнях +1,5 и +2°C при реализации двух сценариев — RCP6.0 и RCP8.5.

Полученные оценки хорошо согласуются с оценками эффективности метода управления солнечной радиацией с использованием сульфатных

## Выводы

Таким образом, в работе рассмотрен один из методов изменения интенсивности солнечной радиации, который может быть использован в качестве вспомогательного метода для реализации целей Парижского соглашения — стабилизации температуры на уровнях +2 и +1,5°C. Проведено сравнение концентрации CO<sub>2</sub>, измеренной на станции Мауна Лоа, с расчетанной для сценария RCP8.5 и показано, что концентрация диоксида углерода в атмосфере увеличивается с темпом, опережающим даже самый наихудший сценарий антропогенного изменения климатической системы. С помощью совместной климатической модели ИВМ РАН проведены эксперименты по оценке возможности стабилизации приземной температуры в XXI в. методом стрatosферных аэрозолей на уровнях +2 и +1,5°C по отношению к ее доиндустриальному значению для двух различных сценариев эмиссии парниковых газов в атмосферу: RCP8.5 и RCP6.0. Получены оценки необходимой ежегодной эмиссии диоксида серы, кумулятивной эмиссии в 2050 и 2100 гг., темпа эмиссии в 2050 и 2100 гг., а также определены даты начала инжекции диоксида серы для каждого из четырех вариантов: стабилизация температуры на уровнях +1,5 и +2°C при сценариях RCP6.0 и RCP8.5. При сравнении результатов численных экспериментов по стабилизации на уровнях +2 и +1,5°C можно заключить, что при стабилизации температуры на уровне +1,5°C время начала инжекции сдвигается на более ранний период (на 20—25 лет ранее), а кумулятивная эмиссия диоксида серы возрастает в 1,25—1,7 раза в 2100 г. по сравнению с расчетом, в котором температура стабилизируется на уровне +2°C. Для стабилизации глобальной температуры на уровнях +1,5 и +2°C потребуется, в зависимости от сценария выбросов парниковых газов, ежегодная инжекция 2—5 Mm S (максимальная величина, достигнутая в 2100 г.), что в несколько раз меньше, чем разовый выброс вулкана Пинатубо в 1991 г.

Анализ полученных значений заставляет предположить, что при реализации сценариев RCP6.0 или RCP8.5 выполнение условия допустимого повышения СГПТА не более чем на 1,5°C с учетом продолжающейся тенденции увеличения глобальных концентраций парниковых газов только геоинженерным методом СА уже

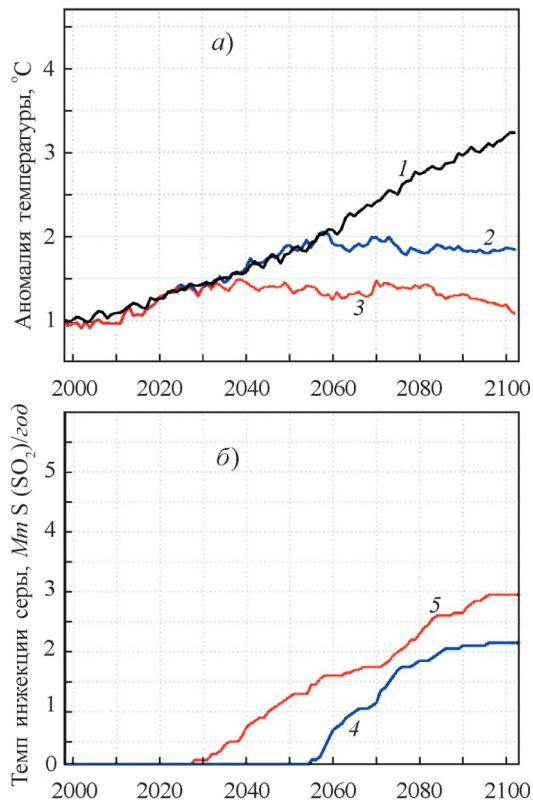


Рис. 3. То же, что на рис. 2, для сценария RCP 6.0.

**Темпы инжекции и кумулятивная инжекция серы, необходимые  
для стабилизации глобальной температуры на уровнях +2 и +1,5°C  
при реализации сценариев RCP6.0 и RCP8.5**

Условия расчетов		Год начала применения метода	Темп инжекции, <i>Mm S/год</i>		Кумулятивная инжекция с начала применения метода, <i>Mm S</i>	
Сценарий	Уровень температуры, °C		2050 г.	2100 г.	2050 г.	2100 г.
RCP6.0	+2	2051	0	2,2	0	79
	+1,5	2024	1,3	3	14	133
RCP8.5	+2	2041	1	4,7	3	166
	+1,5	2023	2,2	5,1	28	211

недостижимо. Для полной реализации метода требуется в течение 3—5 ближайших лет начать применение метода СА и продолжать в течение десятилетий. Для этого прежде всего необходимо создать инфраструктуру ежегодной доставки в стрatosферу миллионов тонн диоксида серы. Это потребует значительных финансовых затрат, а также сложных, почти не реализуемых с политической, этической, организационной, экологической и других точек зрения международных согласований.

Несмотря на то что теоретически и даже технически стабилизация СГПТА на уровне +2°C с использованием методов управления солнечной радиацией возможна, в практическом плане метод СА не может быть единственным в борьбе с глобальным потеплением и рассматривается только как временный “экстренный” вариант для ограничения роста температуры и сопутствующих воздействий, применяемый до того момента, когда усилия мирового сообщества по смягчению воздействия на климат приведут к возвращению СГПТА на приемлемый уровень.

Применение метода СА может снизить некоторые глобальные риски изменения климата, связанные с повышением температуры, но при этом вызвать ряд негативных последствий (источник озонового слоя, неравномерное перераспределение осадков, потенциально опасные последствия для биоразнообразия, невозможность быстрой остановки его применения и др.). На данный момент сложно однозначно ответить, что перевесит в случае начала необратимых климатических изменений — выгоды от снижения глобальной температуры или недостатки рассматриваемого метода. В связи с этим необходимы значительные дополнительные исследования, оценка рисков и преимуществ, для того чтобы потенциал геоинженеринга для компенсации изменения климата мог быть оценен адекватно. Поэтому необходимы срочные и эффективные меры для сокращения концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере.

Работа выполнена в рамках научной темы Росгидромета 3.2 “Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и ее регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга”, а также темы НИР по Плану фундаментальных научных исследований государственных академий наук № 0148-2019-0009, AAAA-A19-119022190173-2 “Изменения климата и их последствия для окружающей среды и жизнедеятельности населения на территории России”.

## Литература

- 1. Будыко М. И.** Метод воздействия на климат. — Метеорология и гидрология, 1974, № 2, с. 91—97.
- 2. Володин Е. М., Дианский Н. А.** Моделирование изменений климата в XX—XXII столетии с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2006, т. 42, № 3, с. 1—16.
- 3. Володин Е. М., Кострыкин С. В., Рябушапко А. Г.** Моделирование изменения климата вследствие введения серосодержащих веществ в стратосферу. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2011, т. 47, № 4, с. 467—476.
- 4. Володин Е. М., Мортков Е. В., Кострыкин С. В., Галин В. Я., Лыкосов В. Н., Грицун А. С., Дианский Н. А., Гусев А. В., Яковлев Н. Г.** Воспроизведение современного климата с помощью модели климатической системы INMCM5. /В кн.: Математическое моделирование земной системы. — М., МАКС ПРЕСС, 2016, с. 263—277.
- 5. Израэль Ю. А., Володин Е. М., Кострыкин С. В., Ревокатова А. П., Рябушапко А. Г.** Возможность геоинженерной стабилизации глобальной температуры в XXI в. с использованием стрatosферных аэрозолей и оценка возможных негативных последствий. — Метеорология и гидрология, 2013, № 6, с. 9—23.
- 6. Рябушапко А. Г.** Атмосферный цикл серы. /В кн.: Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. — М., Наука, 1983, с. 170—255.
- 7. Рябушапко А. Г., Гинзбург В. А., Ревокатова А. П.** Перспективы стабилизации глобальной приземной температуры атмосферы на приемлемом уровне. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2017, т. 4, с. 124—137.
- 8. Рябушапко А. Г., Кострыкин С. В., Бушмелев И. О., Ревокатова А. П.** О возможности совместного решения проблем сохранения климата Арктики и понижения уровня загрязнения атмосферы в Норильске. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2017, т. 1, с. 89—195.
- 9. Arfèuille F., Weisenstein D., Mack H., Rozanov E., Peter T., and Bronnemann S.** Volcanic forcing for climate modeling: A new microphysics-based data set covering years 1600–present. — Climate Past, 2014, vol. 10, pp. 359—375.
- 10. Berdahl M. et al.** Arctic cryosphere response in the Geoengineering Model Intercomparison Project G3 and G4 scenarios. — J. Geophys. Res. Atmos., 2014, vol. 119, pp. 1308—1321; doi: 10.1002/2013JD021264.
- 11. Bluth G. J. S., Doiron S. D., Krueger A. J., Walter L. S., and Schnetzler C. C.** Global tracking of the SO<sub>2</sub> clouds from the June 1991 Mount Pinatubo eruptions. — Geophys. Res. Lett., 1992, vol. 19, No. 2, pp. 151—154.
- 12. Carslaw K. S., Luo B., and Peter T.** An analytical expression for the composition of aqueous HNO<sub>3</sub>—H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> stratospheric aerosols including gas phase removal of HNO<sub>3</sub>. — Geophys. Res. Lett., 1995, vol. 22, pp. 1877—1880.
- 13. Davis E. J. and Scheiger G.** The Airborne Microparticle. Its Physics, Chemistry, Optics and Transport Phenomena. — Berlin, Springer, 2002, 817 p.
- 14. Heckendorf P. et al.** The impact of geoengineering aerosols on stratospheric temperature and ozone. — Environ. Res. Lett., 2009, vol. 4, No. 4, 045108; doi: 10.1088/1748-9326/4/4/045108.
- 15. Heutel G., Moreno-Cruz J., and Ricke K.** Climate engineering economics. — Annu. Rev. Resour. Econ., 2016, vol. 8, pp. 99—118; doi: 10.1146/annurev-resource-100815-095440.
- 16. Irvine P. et al.** Towards a comprehensive climate impacts assessment of solar geoengineering. — Earth's Futur., 2017, vol. 5, pp. 93—106; doi: 10.1002/eft2.174.
- 17. Israel Yu. A., Voldin E. M., Kostrykin S. V., Revokatova A. P., and Ryaboshapko A. G.** The ability of stratospheric climate engineering in stabilizing global mean temperatures and an assessment of possible side effects. — Atmos. Sci. Lett., 2014, vol. 15, pp. 140—148.
- 18. Jones A. C. et al.** Regional climate impacts of stabilizing global warming at 1.5 K using solar geoengineering. — Earth's Future, 2018, pp. 1—22; doi: 10.1002/2017EF000720.
- 19. Keith D. W. and MacMartin D. G.** A temporary, moderate and responsive scenario for solar geoengineering. — Nature Climate Change, 2015, vol. 5, pp. 201—206; doi: 10.1038/nclimate2493.
- 20. Koepke P., Hess M., Schult I., and Shettle E.** Global Aerosol Data Set. — Tech. Report Max Planck Institute for Meteorology, 1997, No. 243.
- 21. MacMartin D. G., Caldeira K., and Keith D. W.** Solar geoengineering to limit the rate of temperature change. — Phil. Trans. Soc. A: Math., Phys., Eng. Sci., 2014, vol. 372(2031), 20140134—20140134; doi: 10.1098/rsta.2014.0134.
- 22. MacMartin D. G., Ricke K. L., and Keith D. W.** Solar geoengineering as part of an overall strategy for meeting the 1.5°C Paris target. — Phil. Trans. A: Math., Phys., Eng. Sci., 2018, vol. 376(2119); 20160454; doi: 10.1098/rsta.2016.0454.

- 23. Moore J. C., Jevrejeva S., and Grinsted A.** Efficacy of geoengineering to limit 21st century sea-level rise. — Proc. Nat. Acad. Sci., 2010, vol. 107, No. 36, pp. 15699—15703; doi: 10.1073/pnas.1008153107.
- 24. Moss R., Babiker M., Brinkman S., Calvo E., Carter T., Edmonds J., Elgizouli I., Emori S., Erda L., Hibbard K., Jones R., Kainuma M., Kelleher J., Lamarque J. F., Manning M., Matthews B., Meehl J., Meyer L., Mitchell J., Nakicenovic N., O'Neill B., Pichs R., Riahi K., Rose S., Runci P., Stouffer R., van Vuuren D., Weyant J., Wilbanks T., van Ypersele J. P., and Zurek M.** Towards New Scenarios for Analysis of Emissions. Climate Change, Impacts, and Response Strategies. — Geneva, IPCC, 2008, 132 p.
- 25. NAS**, Climate Intervention: Reflecting Sunlight to Cool the Earth. — Washington, D.C., The National Academic Press, 2015, 220 p.; <http://www.nap.edu/>.
- 26. Plazzotta M., Seferian R., Douville H., Kravitz B., and Tjiputra J.** Land surface cooling induced by sulfate geoengineering constrained by major volcanic eruptions. — Geophys. Res. Lett., 2018, pp. 5663—5671; doi: 10.1029/2018GL077583.
- 27. Rasch Ph. J., Tilmes S., Turco R. P., Robock A., Oman L., Chen Chih-Chieh, Stenchikov G. L., and Garcia R. R.** An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulphate aerosols. — Phil. Trans. Roy. Soc. A, 2008, vol. 366, pp. 4007—4037, doi: 10.1098/rsta. 2008.0131.
- 28. Revokatova A., Coninck H., Forster P., Ginzburg V., Kala J., Liverman D., Plazzotta M., Seferian R., Seneviratne S. I., and Sillmann J.** Solar radiation modification in the context of 1.5°C mitigation pathways. /In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Portner, D. Roberts, J. Skea, P. R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Pean, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.), 2018, Ch. 4, Cross-chapter box 10, pp. 349—351.
- 29. Robock A.** 20 reasons why geoengineering may be a bad idea. — Bull. Atomic Scientists, 2008, vol. 64, No. 2, pp. 14—18, 59; doi: 10.2968/064002006.
- 30. Robock A., Oman L., and Stenchikov G. L.** Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO<sub>2</sub> injections. — J. Geophys. Res. Atmos., 2008, vol. 113, D16101; doi: 10.1029/2008JD010050.
- 31. Rogelj J., Shindell D., Jiang K., Fifita S., Forster P., Ginzburg V., Handa C., Kheshgi H., Kobayashi S., Kriegler E., Mundaca L., Seferian R., and Vilarino M. V.** Mitigation pathways compatible with 1.5°C in the context of sustainable development. /In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty, 2018.
- 32. Royal Society.** Geoengineering the Climate: Science, Governance and Uncertainty. — 2009, 83 p.
- 33. Rudnick R. L. (ed.).** The Crust. — 2005, vol. 3, 703 p.
- 34. Seinfeld J. H. and Pandis S. N.** Atmospheric chemistry and physics. /In: Air Pollution to Climate Change, 2016, 1232 p.
- 35. Song Guo, Bluth G. J. S., Rose W. I., Watson I. M., and Prata A. J.** Re-evaluation of SO<sub>2</sub> release of the 15 June 1991 Pinatubo eruption using ultraviolet and infrared satellite sensors. — Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2004, vol. 5, No. 4; doi: 10.1029/2003GC000654.
- 36. Tilmes S., Sanderson B. M. M., and O'Neill B. C.** Climate impacts of geoengineering in a delayed mitigation scenario. — Geophys. Res. Lett., 2016, vol. 43, No. 15, pp. 8222—8229; doi: 10.1002/2016GL070122.
- 37. Trisos C. H. et al.** Potentially dangerous consequences for biodiversity of solar geoengineering implementation and termination. — Nature Ecology & Evolution, 2018, vol. 2, No. 3, pp. 475—482; doi: 10.1038/s41559-017-0431-0.
- 38. Visioni D. et al.** Sulfate geoengineering impact on methane transport and lifetime: Results from the Geoengineering Model Intercomparison Project (GeoMIP). — Atmos. Chem. Phys., 2017, vol. 15 (July), pp. 1—35; doi: 10.5194/acp-17-11209-2017.
- 39. Visioni D., Pitari G., and Aquila V.** Sulfate geoengineering: A review of the factors controlling the needed injection of sulfur dioxide. — Atmos. Chem. Phys., 2017, vol. 17, No. 6, pp. 3879—3889; doi: 10.5194/acp-2016-985, 2016.
- 40. Wallace J. M. and Hobbs P. V.** Atmospheric Science: An Introduction Survey. — Elsevier Inc., 2006, 483 p.

## О проблеме тестирования гидрологической модели для оценки влияния изменений климата на речной сток

А. Н. Гельфанд\*, \*\*, А. С. Калугин\*,  
И. Н. Крыленко\*, \*\*, О. Н. Насонова\*,  
Е. М. Гусев\*, Е. Э. Ковалев\*

На примере двух гидрологических моделей, ECOMAG и SWAP, проверяется гипотеза о том, что модель, успешно прошедшая процедуру проверки по данным наблюдений, более эффективна для оценки гидрологических последствий изменений климата, чем модели, не выдержавшие такую проверку. Эффективность оценивается по двум критериям: robustности модели и неопределенности результатов моделирования. Рассмотрены три версии каждой модели, построенные для бассейнов рек Лена и Маккензи: модель, параметры которой заданы априори (без калибровки), модель, которая калибровалась по гидрографам стока в замыкающем створе, и модель, которая калибровалась по гидрографам стока в нескольких створах речной сети. Рассчитаны оценки возможных изменений речного стока до конца ХХI в. по данным глобальных моделей климата. Показано, что гидрологическая модель, успешно прошедшая процедуру тестирования, более эффективна для оценки влияния изменений климата на речной сток.

**Ключевые слова:** гидрологические модели, эффективность, тестирование, изменение климата, речной сток.

### 1. Введение

В последние годы наметился сдвиг в методах оценки гидрологических последствий изменения климата на региональном масштабе: от использования глобальных или региональных моделей климата — к оценкам по глобальным или региональным гидрологическим моделям, на входе которых задаются данные расчетов по моделям климата (например, [11]). Существенным толчком к расширению второго направления стал масштабный проект ISI-MIP (Inter-Sectoral Impact Model Inter-comparison Project), инициированный в 2013 г. Потсдамским институтом исследований климата и объединяющий более 100 групп специалистов в области моделирования воздействия глобальных изменений на природные системы регионального масштаба (обзор гидрологических результатов проекта дан в работе [10]).

\* Институт водных проблем Российской академии наук; e-mail: kalugin-andrei@mail.ru (Калугин Андрей Сергеевич).

\*\* Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.

Все более широкое использование гидрологических моделей при оценке климатических изменений сопровождается дискуссиями о необходимости тестирования (калибровки и проверки) этих моделей по данным наблюдений. Существует две полярные точки зрения (см. обзор [9]). Первая, поддерживаемая разработчиками глобальных гидрологических моделей, состоит в отрицании такой необходимости. Основной аргумент: точность расчета фактических гидрологических характеристик не дает оснований полагать, что модель будет эффективна в изменившихся климатических условиях. Вторая точка зрения увязывает доверие к модели и надежность получаемых с ее помощью результатов решения задачи за пределами имеющихся данных наблюдений с результатами ее тестирования по этим данным. При этом решение экстраполяционной задачи диктует необходимость использования специальных методов тестирования модели, более жестких, чем методы (в основном — split-sample тест), которые традиционно применяются для решения интерполяционных задач, таких, например, как краткосрочные гидрологические прогнозы, восстановление рядов наблюдений и др. (см. специальный выпуск “Modelling temporally-variable catchments” журнала “Hydrological Science Journal”, 2015). Рассмотрим кратко эти специальные методы тестирования модели.

Более 30 лет назад В. Клемешем [8] была предложена иерархическая система тестов, позволяющая оценить робастность модели, т. е. чувствительность показателей эффективности модели формирования речного стока к изменению условий (в том числе климатических) его формирования. В частности, автором был предложен известный тест (Differential Split-Sample Test, DSS-тест), основанный на исследовании работоспособности модели по данным климатически контрастных лет за период наблюдений. DSS-тест и его модификации были применены в ряде работ [3, 4, 12, 14]. Показатель робастности, основанный на оценке статистической значимости различий между показателями качества модели для климатически контрастных периодов расчета, предложен в статье [6].

Помимо оценки робастности процедура тестирования должна давать представление о пределах применимости модели — очертить круг гидрологических переменных, рассчитываемых с точностью, достаточной для практических приложений данной модели. Решение этой задачи требует проверки работоспособности модели по отношению к нескольким гидрологическим переменным или проверки точности расчета стока для разных створов речной сети, а не только для замыкающего створа. В работе [9] предложена комплексная процедура тестирования модели (Comprehensive Evaluation test), включающая как оценку робастности, так и тестирование по некоторым переменным (речному стоку, запасам воды в снеге, испарению и др.) и показателям (например, наличие или отсутствие тренда).

Несмотря на то что вторая из рассмотренных выше точек зрения на необходимость тестирования гидрологических моделей априори представляется более обоснованной, существует проблема доказательства большей эффективности успешно протестированных моделей для оценки гидрологических изменений. Настоящая работа и является попыткой решения этой проблемы. Идея исследования состоит в сравнении оценок возможных изменений речного стока в XXI в., полученных с помощью трех версий гидрологических моделей ECOMAG и SWAP, отличающихся детальностью калибровки по данным наблюдений. Расчеты выполнялись на примере двух крупнейших рек Арктического бассейна — Лены и Маккензи (площади водосборов до замыкающих створов Столб и Арктик-Ред — 2460000 и 1800000 км<sup>2</sup> соответственно).

## 2. Методы исследования

**Используемые гидрологические модели.** Физико-математические модели ECOMAG и SWAP с пространственно распределенными параметрами применялись нами ранее для решения исследовательских и прикладных задач гидрологии речных бассейнов в широком диапазоне природных условий [1, 2], в том числе в рамках упомянутого выше международного проекта ISI-MIP [5, 7].

Модели описывают следующие процессы: накопление и таяние снега, инфильтрацию воды в незамерзшую и мерзлую почву, суммарное испарение, гидротермические процессы в сезонноталых почвах над многолетней мерзлотой, формирование поверхностного, подземного, грунтового и руслоового стока. Большинство параметров моделей можно определить по данным о характеристиках водосбора (рельфе, почвах, растительности). Некоторые ключевые параметры моделей корректируются посредством калибровки по фактическим данным о речном стоке и других гидрологических параметрах (характеристиках снежного покрова, влажности почвы и др.).

Метеорологическое обеспечение модели ECOMAG представляет собой ряды суточных значений атмосферных осадков, температуры и влажности воздуха. Для модели SWAP помимо указанных переменных необходимы данные о приходящих потоках коротковолновой и длинноволновой радиации, атмосферном давлении и скорости ветра с временным разрешением от получаса до суток. В настоящем исследовании использовались данные реанализов WATCH и WFDEI, наземных метеорологических наблюдений и данные расчета глобальных климатических моделей. Более подробно разработка моделей ECOMAG и SWAP для рассматриваемых бассейнов описана в работах [5, 7] соответственно.

В данной работе исследовались три версии каждой модели: некалиброванная версия с априорно задаваемыми из глобальных баз данных параметрами (модель А); модель, калиброванная по суточным значениям измеренного стока в замыкающем створе каждого бассейна (модель В); модель, калиброванная по суточным значениям фактического стока в нескольких створах каждого бассейна (модель С). Калибровка ECOMAG проводилась для периода 1980—1989 гг., SWAP — для 1971—1977 гг. В качестве критериев качества моделей использовались распространенные в гидрологических исследованиях показатель эффективности Нэша — Сатклиффа (NSE) и относительная систематическая погрешность (PBIAS) расчета среднесуточных и среднемесячных расходов воды. Модель считалась эффективной при  $NSE > 0,50$  и  $|PBIAS| < 15\%$ .

**Процедура тестирования моделей.** Примененная в данной работе процедура тестирования каждой из разработанных версий моделей основана на предложенной в работе [9] и включает четыре этапа: 1) оценка моделей по многолетним данным о расходах воды в разных створах; 2) оценка robustности моделей; 3) оценка способности моделей воспроизводить показатели максимального и минимального стока; 4) оценка способности моделей воспроизводить наблюдаемые тренды (или отсутствие трендов) в годовых рядах стока.

На первом этапе проводилась проверка моделей на независимом материале — по данным о стоке, измеренном в нескольких створах. При этом для моделей А, В и С на основе ECOMAG использовались данные наблюдений за 1990—2012 гг., для моделей на основе SWAP — за 1978—2001 гг.

На втором этапе для оценки робастности сравниваемых моделей был применен тест, предложенный в работе [6]. Весь период моделирования делился на четыре климатических типа, в которые попадали годы со значениями среднегодовой температуры воздуха и годовой суммы осадков, осредненными по площади бассейна, выше или ниже нормы (средние значения за весь рассматриваемый период): “теплый влажный” (WW), “холодный влажный” (CW), “теплый сухой” (WD) и “холодный сухой” (CD). Для лет каждого из климатических типов рассчитывались значения NSE по смоделированным на предыдущем этапе и соответствующим фактическим гидрографам стока:  $NSE_{WW}$ ,  $NSE_{CW}$ ,  $NSE_{WD}$  и  $NSE_{CD}$ . Модель считалась робастной, если различия между каждой парой значений NSE статистически значимы. Новый критерий статистической значимости предложен в работе [6].

На третьем этапе модели А, В и С оценивались по показателям  $PBIAS_{FHV10}$  и  $PBIAS_{FLV70}$  [15]. Первый представляет собой относительную систематическую ошибку (в процентах) расчета показателя объема максимального стока, определяемого по кривой повторяемости стока (Flow Duration Curve — FDC) и соответствующего расходам воды с вероятностью превышения ниже 10%; второй имеет отношение к объемам низкого стока (с вероятностью превышения 70—100%). Качество расчета показателей максимального и минимального стока признается “удовлетворительным”, если  $|PBIAS_{FHV10}| < 15\%$  или  $|PBIAS_{FLV70}| < 15\%$  соответственно.

На четвертом этапе для оценки способности моделей воспроизводить наблюдаемые тренды годового стока использовалась система проверок, описанная в работе [13]. В рамках первой проверки рассчитывались линейные тренды измеренного и смоделированного годового стока и оценивалась статистическая значимость этих трендов с использованием модифицированного *t*-критерия Стьюдента с учетом автокорреляции остатков. Качество моделирования оценивалось как неудовлетворительное, если один из двух сравниваемых трендов оказался значимым, а другой — нет. Если оба тренда оказались статистически незначимыми, то делался вывод, что модель успешно прошла четвертый этап тестирования. В случае статистической значимости обоих трендов выполнялась вторая проверка — оценивалась статистическая значимость различий между наблюдаемыми и смоделированными трендами. Если различия оказывались статистически значимы, то качество моделирования в отношении воспроизведения трендов оценивалось как неудовлетворительное, т. е. считалось, что модель не прошла четвертый этап тестирования.

**Моделирование возможных изменений речного стока в XXI веке.** Вначале были выполнены расчеты суточных величин речного стока по версиям А, В, С моделей ECOMAG и SWAP с использованием среднесуточных метеорологических данных за 1976—2005 гг., рассчитанных четырьмя глобальными климатическими моделями (GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM). Далее по данным этих моделей были рассчитаны расходы воды в различных створах рассматриваемых рек до конца XXI в. (2006—2099 гг.) при четырех RCP-сценариях будущих радиационных воздействий, принятых в последнем международном эксперименте CMIP5 по сравнению глобальных моделей. На основе этих расчетов для каждой модели было получено 16 вариантов временных рядов годового стока, которые сопоставлялись со средним годо-

вым (климатическим) стоком за исторический период, рассчитанным с использованием данных соответствующей глобальной климатической модели. В результате получилось 16 рядов (траекторий) аномалий годового стока по отношению к смоделированному климатическому историческому стоку. Построенные траектории были сглажены методом 30-летнего скользящего среднего. Метод был применен для шестнадцати 94-летних серий годовых аномалий стока, смоделированных каждой из моделей А, В, С. Далее рассчитывались средняя траектория по ансамблю и разброс траекторий. Средняя траектория представляет собой возможное изменение стока в XXI в., а разброс — неопределенность полученных оценок [11].

### 3. Результаты

#### 3.1. Результаты тестирования

**Первый этап: оценка работоспособности моделей для различных речных створов.** В таблице представлены значения статистических критериев NSE и PBIAS для оценки качества воспроизведения суточных и месячных значений стока моделями А, В и С за весь расчетный период. Как видно, качество моделей А неудовлетворительно для обоих бассейнов как для модели ECOMAG, так и для SWAP. Практически для всех створов р. Лена (кроме гидропоста Крестовский) качество моделей С и В можно признать удовлетворительным несмотря на то, что модели В были откалиброваны по измеренному стоку лишь в замыкающем створе. Иная ситуация с бассейном Маккензи, где верхние части бассейна в большей степени находятся под влиянием крупных озер по сравнению с нижними. Модели на основе ECOMAG оказались менее чувствительными к этой разнице, чем модели на основе SWAP (таблица). Возможная причина заключается в различиях в сравниваемых моделях в параметризации процессов, связанных с влиянием больших озер. В модели ECOMAG это влияние параметризовано в явном виде. В результате в моделях, основанных на ECOMAG, озера влияют на соседние подбассейны и регулируют режим стока в створах Фицджеральд и Форт Симпсон, поэтому модели В и С показывают близкие результаты в этих створах. В модели SWAP влияние озер учитывается неявно — посредством калибровки ряда параметров, поэтому результаты моделей В и С существенно различаются.

Таким образом, модели В и С успешно прошли первый этап оценочного теста для бассейна Лены (кроме гидропоста Крестовский). Модели А не прошли испытания ни на одном створе.

**Второй этап: оценка робастности моделей.** Анализ результатов второго этапа показывает, что модели А не прошли этот этап теста (оказались неробастными для всех постов; результаты, относящиеся к бассейнам Маккензи и Лены, представлены на сайте журнала [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)). Если рассматривать воспроизведение суточных гидрографов обеих рек, то тест на робастность модель В на основе ECOMAG прошла для трех створов из восьми, а модель В на основе SWAP — для одного; модели С были успешнее — соответственно четыре и три створа. Все модели оказались гораздо более робастны в отношении воспроизведения месячных гидрографов стока. Можно также отметить, что модели В и С на основе ECOMAG показывают близкие между собой результаты, в то время как модель С на основе SWAP более успешна по сравнению с моделью В, что, возможно, связано

### Эффективность моделей А, В, С по критериям NSE и PBIAS

Створ	Модель А			Модель В			Модель С		
	NSE		PBIAS, %	NSE		PBIAS, %	NSE		PBIAS, %
	сут.	мес.	сут.	мес.	сут.	мес.	сут.	мес.	сут.
р. Маккензи, ECOMAG									
Арктик-Ред	0,52	0,53	25,3	0,88	0,93	2,3	0,86	0,92	-0,6
Форт Симпсон	0,57	0,60	26,9	0,83	0,89	7,1	0,83	0,91	3,5
Фишджеральд	0,26	0,27	13,8	0,54	0,59	2,1	0,56	0,65	-0,5
Мак-Муррей	0,42	0,45	15,4	0,70	0,78	5,2	0,68	0,81	2,2
р. Маккензи, SWAP									
Арктик-Ред	-1,05	-1,11	-14,6	0,38	0,49	0,3	0,69	0,76	2,8
Форт Симпсон	0,03	0,09	-28,4	0,06	0,33	-2,5	0,81	0,89	0,4
Фишджеральд	-4,10	-3,85	-8,0	-1,12	-0,85	7,8	0,32	0,40	-1,3
Мак-Муррей	0,03	0,32	-4,6	0,41	0,55	22,1	0,47	0,56	1,2
р. Лена, ECOMAG									
Столб	0,44	0,54	-24,0	0,89	0,96	6,0	0,85	0,93	11,1
Табага	0,42	0,49	-34,1	0,89	0,94	-12,0	0,90	0,96	-7,3
Крестовский	0,19	0,35	-40,0	0,79	0,86	-29,0	0,81	0,88	-14,9
В. Переезд	0,40	0,53	-30,0	0,84	0,90	2,0	0,83	0,89	6,8
р. Лена, SWAP									
Столб	0,13	0,16	-66,8	0,83	0,93	-3,2	0,82	0,94	-0,5
Табага	0,02	0,01	-37,9	0,61	0,75	-14,5	0,74	0,87	-0,3
Крестовский	0,30	0,32	-44,9	0,05	0,35	-30,0	0,50	0,64	-13,5
В. Переезд	0,29	0,45	-36,9	0,66	0,75	-14,3	0,83	0,91	-3,0

*Примечание. Курсивом выделены неудовлетворительные значения.*

с упоминавшимся выше влиянием больших озер. Если же сравнивать модели С на базе ECOMAG и SWAP, то они практически в равной степени робастны.

**Третий этап: оценка способности моделей воспроизводить показатели максимального и минимального стока.** На этом этапе оценивалась способность моделей А, В и С воспроизводить показатели объема стока выше или ниже заданного предела расходов воды на основе расчета показателей PBIAS<sub>FHV10</sub> и PBIAS<sub>FLV70</sub>. Результаты обобщены в таблице, приведенной на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru). Их анализ показывает, что результаты модели А неудовлетворительны и на этом этапе. Остальные модели были более успешны при воспроизведении показателей максимального стока по сравнению с показателями минимального стока. Так, модели В и С на основе ECOMAG успешно прошли испытание для максимальных расходов для всех створов обеих рек, а модель С на основе SWAP — для всех створов, кроме одного на р. Маккензи; вполне ожидаемо модель С оказалась успешнее, чем модель В, которая прошла тест лишь для половины створов обеих рек. Что касается низких расходов, то модели В и С на основе ECOMAG тест не прошли, модель С на основе SWAP была успешна лишь для трех створов из восьми, а модель В — для двух.

**Четвертый этап: оценка возможностей моделей воспроизводить тренды годового стока.** Результаты этого этапа также приведены на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru). Основной вывод заключается в том, что все тренды,

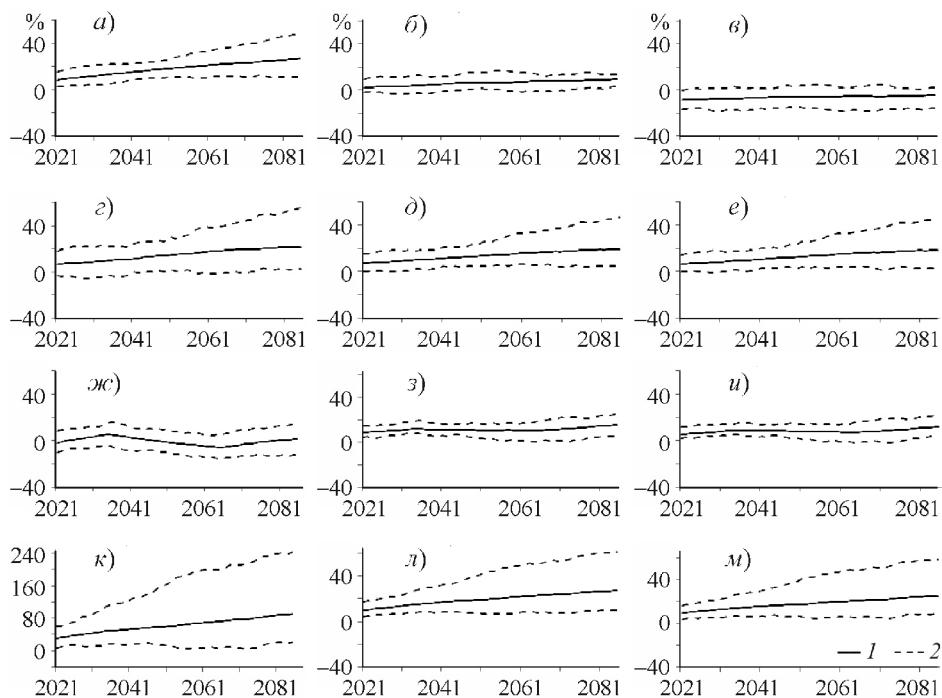
соответствующие как наблюдаемым рядам годового стока, так и смоделированным, независимо от используемой модели (даже для некалиброванных моделей А) статистически незначимы. Незначимость обусловлена большой остаточной дисперсией, скорректированной для учета временной автокорреляции в остаточных рядах [13]. Поскольку все тренды оказались статистически незначимыми, было признано, что все модели успешно прошли это испытание.

Обобщая полученные результаты, можно сделать следующие выводы. Во-первых, как и следовало ожидать, версии обеих моделей показали лучшие результаты при воспроизведении рядов месячного стока по сравнению с суточным. Во-вторых, что также неудивительно, некалиброванные модели А работали хуже, чем модели В, которые, в свою очередь, как правило, были несколько хуже по сравнению с моделями С. При этом различие между версиями В и С оказалось более заметным для модели SWAP, чем для модели ECOMAG, что связано с особенностями калибровки. В-третьих, результаты тестирования позволили определить предпочтительные (с точки зрения используемых критериев) модели и установили пределы их применимости. Например, для р. Лена модели В и С на основе как ECOMAG, так и SWAP прошли все тесты и считаются пригодными для воспроизведения месячных гидрографов стока в трех створах (Столб, Табага и В. Перевоз). Для моделирования месячных гидрографов стока р. Маккензи предпочтительны модели В и С на основе ECOMAG для трех створов (Арктик-Ред, Форт Симпсон и Мак-Муррей) и модель С на основе SWAP для двух (Арктик-Ред и Форт Симпсон).

### **3.2. Оценки изменений речного стока в XXI в.**

На рисунке приведены осредненные по ансамблю траектории относительных аномалий годового стока в замыкающих створах рек Лена и Маккензи, рассчитанные на основе разных версий моделей ECOMAG и SWAP. Там же показаны границы неопределенности, т. е. разброс 16 траекторий, которые смоделированы с использованием входных данных, соответствующих 16 комбинациям глобальных климатических моделей и RCP-сценариев. Анализируя представленные на рисунке результаты, можно прийти к следующим выводам.

Результаты, полученные по некалиброванным моделям А, отличаются от аналогичных результатов, полученных по моделям В и С. Во-первых, для моделей А характерна наибольшая неопределенность в оценках относительных аномалий стока, что более заметно для моделей, основанных на SWAP. Это связано с большими различиями между некалиброванными и калиброванными версиями модели SWAP по сравнению с моделью ECOMAG, что нашло отражение в результатах тестирования и объяснялось выше различиями в калибровке моделей. Во-вторых, средние по ансамблю траектории изменений стока, полученные по моделям А, отличаются от соответствующих траекторий, рассчитанных по моделям В и С, хотя и в меньшей степени по сравнению с различиями в неопределенностях. Для других постов обеих рек (не приведенных на рисунке) основные особенности смоделированных относительных изменений стока в целом не противоречат описанным выше и различия в результатах между моделями В и С также получились меньше, чем между ними и результатами по моделям А.



Проекции аномалий годового стока (1 — среднее по ансамблю, 2 — амплитуда) в створе Арктик-Ред р. Маккензи (*a—e*) и в створе Столб р. Лена (*ж—и*), рассчитанных на основе моделей ECOMAG (*a—b, ж—и*) и SWAP (*в—е, к—м*), версии А (*a, г, ж, к*), В (*б, д, з, л*), С (*в, е, у, м*).

#### 4. Заключение

Результаты прохождения теста некалиброванными версиями А моделей ECOMAG и SWAP можно признать неудовлетворительными. Калибровка моделей привела к значительному улучшению их способности воспроизводить исторический сток, в результате чего, независимо от происхождения (ECOMAG или SWAP), модели В и С были более успешными в прохождении тестирования по сравнению с моделями А, при этом модели В были несколько хуже, чем модели С.

Аномалии речного стока в XXI в., рассчитанные версиями В и С моделей ECOMAG или SWAP, оказались намного ближе друг к другу, чем к соответствующим траекториям по версиям А. Это сходство проявляется либо в средних по ансамблю траекториях, либо в диапазонах их неопределенностей, либо в обоих этих показателях.

Результаты тестирования, а также сходство прогнозических расчетов относительных аномалий стока по версиям В и С обеих моделей и их отличие от расчетов по версиям А дают основание полагать, что результаты прогнозических оценок по версиям В и С более достоверны по сравнению с оценками по версиям А.

Таким образом, результаты исследования позволяют считать, что гидрологическая модель, успешно прошедшая предложенную процедуру тестирования, более эффективна для оценки влияния изменений климата на

речной сток, чем модель, не прошедшая этот тест. Следует подчеркнуть, что этот вывод получен с помощью моделей, которые существенно различаются по структуре, параметризациям процессов, наборам параметров и входных метеорологических данных, процедурам калибровки, периодам калибровки и проверки. Сходство результатов столь разных моделей позволяет обобщить полученные выводы и рекомендовать описанную процедуру для тестирования моделей, направленных на изучение гидрологических последствий климатических изменений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (расчеты по модели SWAP финансировались по гранту 16-17-10039, расчеты по модели ECOMAG — по гранту 19-17-00215) и в рамках выполнения темы государственного задания Института водных проблем РАН № 0147-2018-0003 (создание баз данных о характеристиках подстилающей поверхности).

## Литература

- 1. Гусев Е. М., Насонова О. Н.** Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. — М., Наука, 2010, 328 с.
- 2. Мотовилов Ю. Г., Гельфан А. Н.** Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. — М., РАН, 2018, 300 с.
- 3. Coron L., Andreassian V., Perrin C., et al.** Crash testing hydrological models in contrasted climate conditions: An experiment on 216 Australian catchments. — Water Resour. Res., 2012, vol. 48, W05552.
- 4. Coron L., Andreassian V., Perrin C., et al.** On the lack of robustness of hydrologic models regarding water balance simulation: A diagnostic approach applied to three models of increasing complexity on 20 mountainous catchments. — Hydrol. Earth Syst. Sci., 2014, vol. 18, pp. 727—746.
- 5. Gelfan A., Gustafsson D., Motovilov Y., et al.** Climate change impact on the water regime of two great Arctic rivers: Modeling and uncertainty issues. — Climate Change, 2017, vol. 141, No. 3, pp. 499—515.
- 6. Gelfan A. and Millionshchikova T.** Validation of a hydrological model intended for impact study: Problem statement and solution example for Selenga River basin. — Water Resour., 2018, vol. 45, No. S1, pp. 90—101.
- 7. Gusev Y. M., Nasonova O. N., Kovalev E. E., and Aizel G. V.** Modelling river runoff and estimating its weather-related uncertainty for 11 large-scale rivers located in different regions of the globe. — Hydrol. Res., 2018, vol. 49, No. 4, pp. 1072—1087.
- 8. Klemes V.** Operational testing of hydrological simulation models. — Hydrol. Sci. J., 1986, vol. 31, pp. 13—24.
- 9. Krysanova V., Donnelly C., Gelfan A., et al.** How the performance of hydrological models relates to credibility of projections under climate change. — Hydrol. Sci. J., 2018, vol. 63, No. 5, pp. 696—720.
- 10. Krysanova V., Vetter T., Eisner S., et al.** Intercomparison of regional-scale hydrological models and climate change impacts projected for 12 large river basins worldwide—a synthesis. — Environ. Res. Lett., 2017, vol. 12, No. 10, 105002.
- 11. Kundzewicz Z. W., Krysanova V., Benestad R. E., et al.** Uncertainty in climate change impacts on water resources. — Environ. Sci. Policy, 2018, vol. 79, pp. 1—8.
- 12. Refsgaard J. C., Madsen H., Andreassian V., et al.** A framework for testing the ability of models to project climate change and its impacts. — Climate Change, 2013, vol. 122, pp. 271—282.
- 13. Santer B. D., Wigley T. M. L., Boyle J. S., et al.** Statistical significance of trends and trend differences. — J. Geophys. Res., 2000, vol. 105, No. D6, pp. 7337—7356.
- 14. Thirel G., Andreassian V., Perrin C., et al.** Hydrology under change: An evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. — Hydrol. Sci. J., 2015, vol. 60, No. 7, pp. 1184—1199.
- 15. Yilmaz K. K., Gupta H. V., Wagener T., et al.** A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. — Water Resour. Res., 2008, vol. 44, W09417.

## Интенсификация восточных пограничных апвеллинговых систем в Атлантическом и Тихом океанах

А. Б. Полонский\*, А. Н. Серебренников\*

*На основе спутниковых данных о температуре поверхности океана (с 1985 по 2018 г.) и векторе приводного ветра (с 1992 по 2018 г.) рассчитаны и проанализированы параметры низкочастотной изменчивости полей, характеризующие интенсивность канарского, бенгельского, калифорнийского, перуанского и чилийского апвеллингов. Показано, что все анализируемые крупномасштабные апвеллинги ветрового происхождения в последние ~30 лет интенсифицируются. Основной вклад в эту интенсификацию вносит усиление солнечного ветра. Исключение составляет перуанский апвеллинг, в котором преобладает тренд, обусловленный усилением завихренности поля ветра.*

**Ключевые слова:** температура поверхности океана, приводный ветер, апвеллинг, термический индекс апвеллинга.

### 1. Введение

Крупномасштабные океанические апвеллинги, примыкающие к западным побережьям Африки и Америки и возникающие, прежде всего, вследствие солнечного эффекта преобладающей системы ветров, представляют собой высокопродуктивные и динамически активные зоны Мирового океана. Поскольку они приурочены к восточной периферии Атлантического и Тихого океанов, эти апвеллинги иногда называют восточными пограничными апвеллинговыми системами (в англоязычной литературе — Eastern Boundary Upwelling Systems, EBUS). Они исключительно важны с промышленной точки зрения и поэтому неплохо изучены [1, 10—13, 23, 29]. В то же время повышенный термический контраст между приводным слоем атмосферы и океанической поверхностью в области апвеллингов играет важную роль в процессе взаимодействия океана с атмосферой и в значительной степени определяет региональные климатические особенности. Это относится к канарскому и бенгельскому апвеллингам у западно-африканского побережья, а также к калифорнийскому апвеллингу, развивающемуся у берегов Северной Америки [2—4, 14, 19, 27]. Что касается двух крупномасштабных океанических апвеллингов у берегов Южной Америки, то они неразрывно связаны с событиями Эль-Ниньо (особенно с Эль-Ниньо восточно-тихоокеанского типа), которые представляют собой один

\* Институт природно-технических систем; e-mail: apolonsky5@mail.ru (Полонский Александр Борисович).

из наиболее мощных межгодовых сигналов в системе океан — атмосфера глобального характера [9, 24].

Традиционно в океанографических работах интенсивность апвеллингов оценивалась с помощью так называемого термического индекса апвеллинга (ТИА или TUI — англоязычная аббревиатура от словосочетания *thermal upwelling index*), который представляет собой разность температуры поверхности океана (ТПО) в прибрежной и оффшорной (удаленной от области подъема вод) зонах [5]. Очевидно, ТИА является косвенной характеристикой апвеллинга и не всегда адекватно отражает интенсивность подъема вод в области апвеллинга (см., например, [2]). Вместе с тем выполнено несколько численных экспериментов по расчету поля скорости в зонах крупномасштабных апвеллингов с достаточно высоким пространственным разрешением, что позволило описать их четырехмерную структуру (см., например, [28]).

Сезонный ход различных гидрометеорологических параметров хорошо выражен в каждом из пяти упомянутых апвеллингов. При этом он отличается некоторыми особенностями амплитудно-фазовых характеристик годовой и полугодовой гармоник во временной изменчивости температуры верхнего слоя вод и вертикальной скорости в разных апвеллингах. Так, например, в бенгельском, перуанском и чилийском апвеллингах минимальное (с учетом знака) значение ТИА наблюдается обычно в марте — апреле. В канарском апвеллинге подъем вод максимально проявляется в значениях ТИА осенью, а в калифорнийском апвеллинге пик выхолаживания верхнего перемешанного слоя приходится на август — октябрь. Типичное запаздывание экстремума в годовом ходе ТИА относительно основного максимума скорости подъема воды, обусловленного экмановским сгоном и вертикальными движениями, генерируемыми пространственной неоднородностью в поле ветра, составляет от одного месяца до сезона. Второй максимум суммарной вертикальной скорости подъема воды, наблюдаемый в некоторых апвеллингах (например, в бенгельском), плохо выражен во временном ходе ТИА. Необходимо отметить, что сезонный ход интенсивности апвеллинга не всегда надежно определяется по термическим характеристикам верхнего слоя, так как временная изменчивость ТИА в окрестности апвеллинговых зон определяется вариациями не только вертикальной, но и горизонтальной адвекции, а также интенсивностью горизонтального и вертикального перемешивания [2—4, 14, 18, 19, 24, 29].

Что касается долговременных тенденций интенсивности крупномасштабных апвеллингов восточных частей Атлантического и Тихого океанов, то опубликованы различные точки зрения по этому поводу. Автор работы [6] выдвинул гипотезу, что при глобальном потеплении температурный контраст между поверхностью океана и континентом растет (из-за разных свойств этих подстилающих поверхностей), что приводит к увеличению градиента давления между сушей и морем. В результате этого, а также отклоняющего действия силы Кориолиса прибрежные сгонные ветры усиливаются и апвеллинг интенсифицируется. В ряде опубликованных работ эта гипотеза нашла подтверждение. Так, авторы работы [20] обнаружили тенденцию к снижению прибрежной ТПО в основных апвеллинговых системах Атлантического и Тихого океанов в 1960—2000 гг. Они связали эту тенденцию с усилением вдольберегового компонента вектора ветра. Этот результат для района канарского и бенгельского апвеллингов был подтвержден в работах [2, 4] по данным за 1985—2016 гг. и 1985—2018 гг.

соответственно. В работах [25, 30, 31] проанализированы тенденции изменения интенсивности сгонных ветров для всех крупномасштабных апвеллингов Мирового океана и показано, что в целом преобладает усиление восходящих движений. Часть более поздних работ подтверждает этот вывод (например, [27]). Вместе с тем в ряде работ отмечается отсутствие тенденции усиления крупномасштабных океанических апвеллингов. Так, например, авторы работы [28] провели моделирование долговременных тенденций бенгельского апвеллинга за последние ~50 лет и показали несостоительность выдвинутой Бакуном гипотезы. Сам Бакун с соавторами в более поздних работах (например, [7, 8]) также выразили некоторые сомнения относительно справедливости гипотезы об усилении апвеллингов в процессе глобального потепления.

Неопределенность оценки тенденций изменения интенсивности крупномасштабных океанических апвеллингов связана с двумя основными причинами. Во-первых, для большинства апвеллинговых регионов Мирового океана отсутствуют продолжительные гидрометеорологические данные необходимого разрешения, достаточные для выделения статистически значимых трендов, обусловленных глобальным потеплением [1, 2, 4, 13, 18, 21, 24]. При наличии интенсивных межгодовых и междесятилетних изменений в системе океан — атмосфера это приводит к невозможности разделения эффектов, связанных с глобальным потеплением антропогенного характера, и низкочастотных вариаций изучаемых параметров естественного происхождения [24]. Во-вторых, вследствие глобального потепления существенно изменяется не только интенсивность вдольбереговых ветров, но и структура, а также интенсивность атмосферной циркуляции. Это, в свою очередь, приводит к вариациям горизонтальной и вертикальной адvectionи тепла в верхнем слое океана.

Таким образом, возникает вопрос о тенденциях интенсивности крупномасштабных океанических апвеллингов при глобальном потеплении и их причинах. Выделение таких тенденций для канарского, бенгельского, калифорнийского, перуанского и чилийского апвеллингов с использованием спутниковой информации и оценкой уровня значимости полученных результатов, а также обсуждение их возможных причин и являются целью настоящей работы.

## 2. Материалы и методика их обработки

Для расчета интенсивности вертикальных движений в области апвеллинга и их тенденций в работе проанализированы ежедневные векторные карты приповерхностного ветра с разрешением 0,25° × 0,25° за период с 1992 по 2018 г., полученные с сайта NCEP (National Centers for Environmental Prediction). По этим данным рассчитаны ежесуточные и ежемесячные значения вдольберегового компонента вектора ветра, экмановского снона (или вертикальной скорости сгонного апвеллинга —  $W_{EUI}$ ), модуля скорости приповерхностного ветра и вертикальной скорости экмановской накачки ( $W_{EP}$ ) для всего района каждого из рассматриваемых апвеллингов. Для косвенной характеристики интенсивности апвеллинга использовались данные о ТПО с разрешением 0,05° × 0,05° с 1985 по 2018 г., полученные с сайта CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). По ним рассчитывали значения ТИА.

Рассматриваемые в данной работе апвеллинги представлены ниже на рис. 1б, г, 2б, г, е. Расчеты ТИА проводились в среднеклиматических масках, рассчитываемых с использованием пороговых значений для разности ТПО в прибрежной и удаленной оффшорной зонах. Удаленные зоны располагались в открытых частях океана параллельно береговой черте. Подробности выбора пороговых значений для расчета ТИА, а также расстояния до оффшорных зон от береговой черты и их влияние на результаты расчетов проанализированы в работах [2, 5]. Расчеты остальных параметров проводились в специальных фиксированных масках, построенных для каждого апвеллинга в своем диапазоне широт и ограниченных, с одной стороны, береговой линией, а с другой — кривой, удаленной от берега на расстояние 1,75 градуса долготы.

Для косвенного выявления многолетних тенденций изменчивости апвеллингов использовалась методика, основанная на расчетах ежегодных минимальных значений ТИА и дальнейшей оценке их трендов. Минимальные значения ТИА определяли в два этапа. Первоначально для каждого месяца за каждый год все точки, входящие в области среднеклиматических масок апвеллинга, располагали в порядке возрастания ТИА. Затем для  $n$  отсортированных точек с минимальными значениями ТИА вычисляли средние значения ТИА для каждого года и каждого месяца:

$$\tilde{T}_{y, m} = \frac{1}{n_i} \sum_{i=1}^n T_{i, y, m},$$

где  $n$  — число точек в области апвеллинга, взятых с начала отсортированного по возрастанию ряда;  $T_{i, y, m}$  — отсортированное значение ТИА в точке  $i$  для года  $y$  и месяца  $m$ . Для температурных полей с разрешением  $0,05 \times 0,05^\circ$  принято  $n = 50$  (оптимальное эмпирическое значение). Если в каком-то месяце  $n$  было меньше 50, то этот месяц исключался из расчета. Затем из построенных для каждого ряда (месяца) графиков выбирались те месяцы, для которых отрицательные значения ТИА максимальны по абсолютной величине (наиболее интенсивное проявление апвеллинга в значениях ТПО). Как правило, среднеклиматические маски в эти месяцы занимают максимальные площади. Если таких месяцев оказывалось два или три, значения ТИА в них усреднялись и рассчитывалось среднее арифметическое минимальное значение ТИА за каждый год ( $\tilde{T}_y$ ):

$$\tilde{T}_y = \frac{1}{k_m} \sum_{m=1}^k \tilde{T}_{y, m},$$

где  $k$  — количество обрабатываемых месяцев.

По минимальным ежегодным значениям ТИА и значениям вертикальной скорости, рассчитанным по полу ветра и осредненным за каждый год, для каждого апвеллинга были построены линейная, кубическая и квантитальная регрессии. При построении линейной и кубической аппроксимации низкочастотной изменчивости применялся метод наименьших квадратов. Для линейной регрессии (тренда) рассчитывался коэффициент детерминации ( $R^2$ ). Между линейным трендом и кубической аппроксимацией рассчитывалось специальное дисперсионное отклонение по следующей методике.

За величину отклонения линейного тренда от кубической аппроксимации ряда примем квадрат безразмерного различия кубической аппроксимации и линии тренда ( $d$ ):

$$d = \frac{1}{n-1} s_i^2, \quad s_i = 100 \cdot \frac{x_i - x_{3i}}{\max - \min},$$

где  $x_i, x_{3i}$  — значения линейного тренда и кубической аппроксимации в  $i$ -й точке;  $n$  — количество членов ряда ( $i = 1, \dots, n$ );  $\max, \min$  — соответственно максимальное и минимальное значения  $x_i$ ; 100 — масштабный коэффициент.

Наряду с коэффициентом детерминации  $R^2$ , отклонение  $d$  характеризует соответствие линейного тренда реальной низкочастотной изменчивости ряда. Линейный тренд может характеризоваться достаточно большой величиной  $R^2$ , но быть не очень хорошей аппроксимацией экспериментальных данных, если отклонение  $d$  больше 50. В этом случае в низкочастотной изменчивости преобладает нелинейный тренд.

Метод наименьших квадратов позволяет получить хорошие результаты в предположении, что случайные ошибки близки к белому шуму и распределены по нормальному закону. На практике это условие не всегда выполняется, и результаты могут оказаться неточными. Более устойчивым к выбросам в данных и к нарушению предположения о нормальном распределении ошибок является метод квантильной регрессии. Этот метод является непараметрическим (т. е. не требует предположения об отнесении распределения исследуемой величины к какому-либо параметрическому семейству) и относится к робастным методам, устойчивым к выбросам [16, 17]. Квантильная регрессия представляет собой процедуру оценки параметров линейной регрессии для любого из квантилей ( $0 < < 1$ ). В частности, медиана соответствует  $= 0,5$ . Решение задачи нахождения квантильных трендов сводится к решению задачи линейного программирования. Метод квантильной регрессии представлен и реализован в нескольких математических библиотеках для разных языков программирования. В настоящей работе для определения квантильной регрессии использовалась библиотека для языка Python [26].

### 3. Результаты и их анализ

Результаты расчетов, представленные на рис. 1 и 2, свидетельствуют о том, что вертикальные движения, обусловленные ветровым сгоном и захваченностью поля ветра в апвеллинговой зоне, интенсифицируются во всех анализируемых регионах, находящихся в восточных частях Атлантического и Тихого океанов. Однако значимость оцененных линейных трендов в зоне атлантических апвеллингов выше, чем в области тихоокеанских. Если в зоне канарского и бенгельского апвеллингов линейные тренды отвечают за треть суммарной дисперсии рядов, то в тихоокеанских апвеллингах — менее чем за 25%, а в перуанском апвеллинге эта доля падает до 1% (другими словами, значимый тренд здесь отсутствует). В значительной степени полученный результат связан с тем, что в апвеллинговых зонах Тихого океана линейный тренд вертикальной скорости, связанный с изменением ветровых условий, явно не является оптимальной аппроксимацией. Сравнение рис. 1 и 2 показывает, что если в Атлантике значительное различие между линейным и кубическим трендами на рассматриваемом временном отрезке отсутствует, то в Тихом океане эти тренды существенно различаются. Это свидетельствует о важной роли естественных низ-

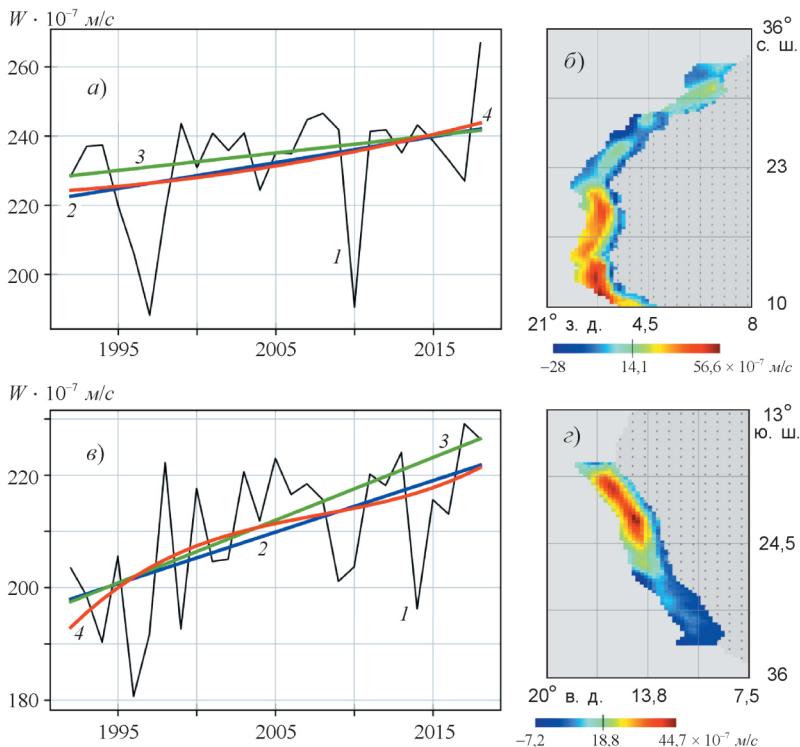


Рис. 1. Межгодовая изменчивость (*I*), линейный тренд (2), квантильная медианная регрессия (3) и кубическая аппроксимация (4) суммарной вертикальной скорости  $W = W_{\text{EUI}} + W_{\text{EP}}$  для апвеллингов Атлантического океана: канарского (а) и бенгельского (б), а также области анализируемых апвеллингов (соответственно б, г) и вертикальные скорости экмановской накачки ( $W_{\text{EP}}$   $10^{-7}$  м/с) за отдельные среднеклиматические месяцы в фиксированных масках.

Положительные значения вертикальной скорости указывают на восходящие движения. Вклад экмановского снона и накачки для средних величин вертикальной скорости: а) сгон — 90%, накачка — 10%, коэффициент детерминации для линейной регрессии  $R^2 = 0,13$ ,  $d = 1$ ; б) сгон — 84%, накачка — 16%,  $R^2 = 0,33$ ,  $d = 13$ .

кочастотных вариаций в поле ветра, особенно выраженных в восточной части Тихого океана. Последний результат представляется совершенно естественным, принимая во внимание наличие в Тихом океане не только интенсивной междесятилетней изменчивости (в первую очередь тихоокеанской десятилетней осцилляции), но и квазирегулярной генерации здесь Эль-Ниньо — южной осцилляции, наиболее мощного межгодового сигнала в системе океан — атмосфера [22, 24].

Как следует из рис. 1 и 2, медианный квантильный тренд довольно сильно отличается от обычного линейного тренда для всех рассмотренных апвеллингов. Это также свидетельствует об отличии остаточного (после удаления тренда) сигнала от белого шума. Отмеченные выше интенсивные межгодовые и десятилетние естественные моды в системе океан — атмосфера — главная причина такого отличия. Подчеркнем, что это отличие типично не только для тихоокеанских апвеллингов (где оно особенно велико, что совершенно естественно — см. выше), но и для атлантических. В частности, на рис. 1а хорошо видны мощные аномалии в ветровом сго-

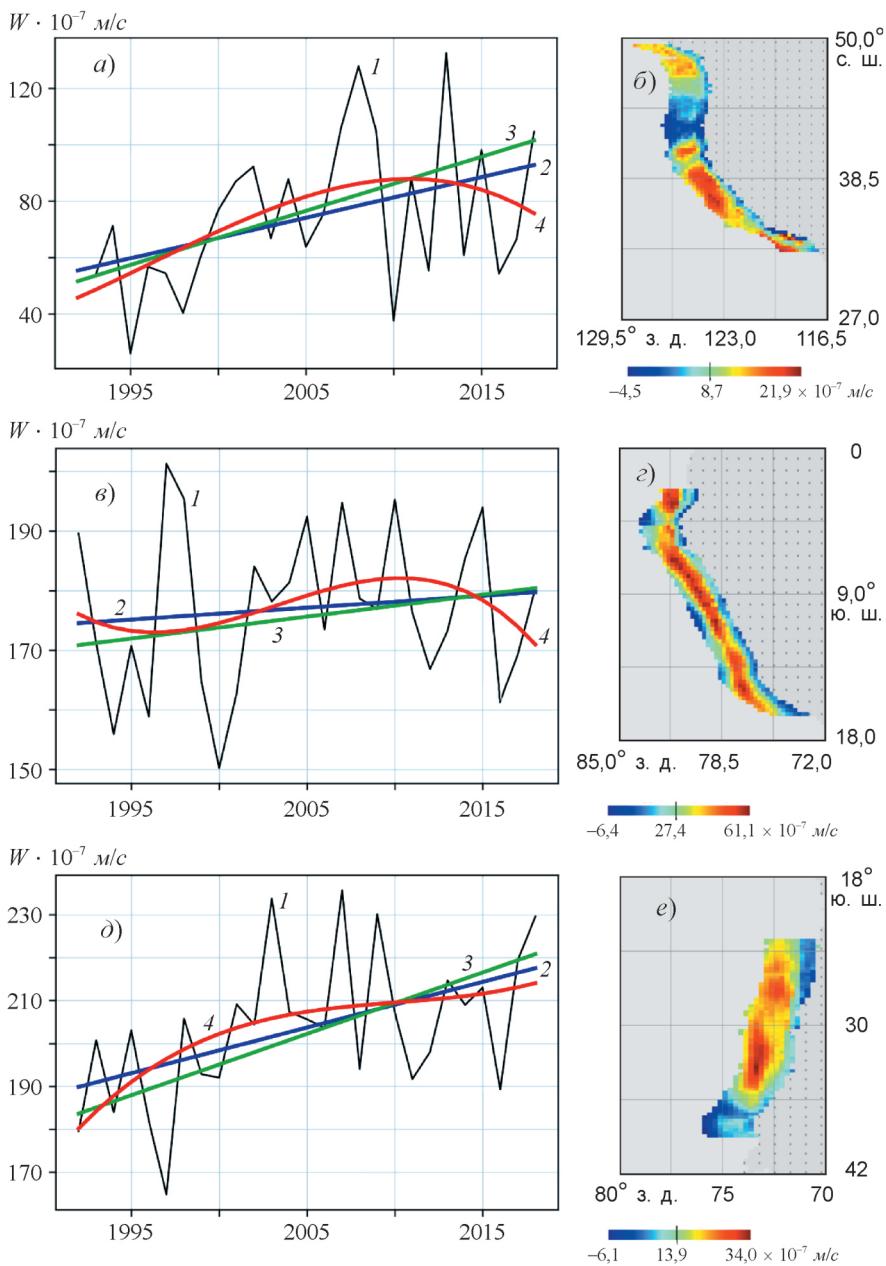


Рис. 2. То же, что на рис. 1, но для апвеллингов Тихого океана: калифорнийского (а, б), перуанского (в, г) и чилийского (д, е).

Вклад экмановского сгона и накачки для средних величин вертикальной скорости: а) сгон — 83%, накачка — 17%, коэффициент детерминации для линейной регрессии  $R^2 = 0,18, d = 42$ ; б) сгон — 56%, накачка — 44%,  $R^2 = 0,01, d = 35$ ; д) сгон — 83%, накачка — 17%,  $R^2 = 0,25, d = 26$ .

не и завихренности поля ветра в период развития событий Эль-Ниньо 1997—1998 и 2009—2010 гг.

Основной вклад в интенсификацию восходящих движений в зоне большинства апвеллингов вносит сгонный экмановский эффект. Его типичная

доля — 90%. Усиление завихренности поля ветра отвечает приблизительно за 10% интенсификации вертикальных движений в области апвеллингов, что подтверждает данные работы [15]. Исключение составляет перуанский апвеллинг, в котором преобладает тренд, обусловленный усилением завихренности поля ветра. Отметим, что вклад завихренности поля ветра в средние величины суммарных вертикальных скоростей в большинстве апвеллинговых зон (за исключением канарского апвеллинга) существенно превышает 10%, а в области перуанского апвеллинга — даже 44% (рис. 2 $\delta$ ). Здесь, впрочем, необходимо сделать следующие две оговорки. Во-первых, вертикальные движения, индуцируемые пространственной неравномерностью поля ветра в апвеллинговых зонах, знакопеременны. Это хорошо видно на рис. 1 $\delta$ ,  $z$  и 2 $\delta$ ,  $z$ ,  $e$ . И хотя осредненные по апвеллинговым зонам вертикальные скорости растут во всех случаях, в некоторых частях апвеллингов одновременно усиливаются и нисходящие движения. Это происходит вследствие изменения структуры поля ветра при климатических изменениях, в частности смещения центров действия атмосферы, таких как субтропический максимум давления [4]. Во-вторых, величина завихренности касательного напряжения трения ветра оценивается в прибрежной зоне с большой погрешностью из-за низкого качества спутникового поля ветра в этих районах [3].

Как указывалось во введении, вероятной причиной усиления прибрежного солнечного ветра является увеличение градиента давления между сушей и морем при глобальном потеплении, что обусловлено различиями физических характеристик верхнего слоя почвы и деятельного слоя океана.

Тренды и статистические характеристики временных рядов ТИА, рассчитанные для всех рассматриваемых апвеллингов, в целом подтверждают сделанные выше выводы. На рис. 3 для примера приведены соответствующие результаты расчета для канарского и перуанского апвеллингов. В частности, хорошо видно преобладание в районе перуанского апвеллинга межгодовой изменчивости термических характеристик, связанных с событиями Эль-Ниньо. Некоторое отличие между характером трендов ТИА и ветровых параметров, отвечающих за восходящие движения в верхнем слое океана, обусловлено двумя обстоятельствами. Во-первых, тренды ТИА рассчитаны для месяцев с максимальными (по абсолютной величине) величинами ТИА, т. е. для тех месяцев, когда проявление апвеллинга в поле

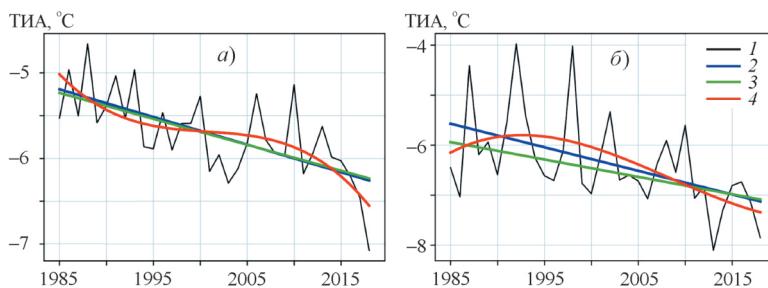


Рис. 3. Межгодовая изменчивость (1), линейный тренд (2), квантильная медианная регрессия (3) и кубическая аппроксимация (4) минимальных значений термического индекса апвеллинга для канарского (а) и перуанского (б) апвеллингов. а)  $n=45$ , номер месяца  $m=9, 10, 11$ ;  $R^2=0,44$ ,  $d=21$ ; б)  $n=25$ ,  $m=2, 3, 4$ ;  $R^2=0,25$ ,  $d=26$ .

ТПО наиболее выражено, а не для среднегодовых значений. Это сделано для повышения статистической значимости результатов, так как в некоторые месяцы с ослабленной активностью апвеллинга (а точнее, с более слабым проявлением апвеллинга в поле ТПО) значимый тренд ТИА вообще не выделяется. В результате значимость трендов ТИА, рассчитанных по среднегодовым величинам, понижается. Во-вторых, как отмечалось во введении, временной ход ТИА отражает изменения не только интенсивности самого апвеллинга, но и адвективно-диффузионных процессов в зоне, примыкающей к его области.

#### 4. Заключение

Таким образом, все анализируемые крупномасштабные апвеллинги ветрового происхождения в последние ~30 лет интенсифицируются. Основной вклад в эту интенсификацию вносит усиление сгонного ветра, что формально подтверждает справедливость гипотезы о преобладании положительной тенденции скорости подъема вод в области основных океанических апвеллингов при глобальном потеплении, высказанной в работе [6]. Исключение составляет перуанский апвеллинг, где более важен тренд, обусловленный усилением завихренности поля ветра. Вместе с тем на фоне линейного тренда во всех апвеллинговых зонах выделяются интенсивные квазипериодические вариации в поле ветра межгодового и междевятилетнего масштабов. Они представляют собой проявление естественных вариаций значительной амплитуды в системе океан — атмосфера. Их наличие, а также сравнительно небольшая продолжительность накопленных рядов спутниковых данных существенно осложняют выделение трендов, связанных именно с глобальным потеплением.

Выражаем благодарность анонимному рецензенту за доброжелательный отзыв и конструктивные замечания.

Работа выполнена в рамках темы госзадания № 0012-2019-0002 (“Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов”).

### Литература

1. Духова Л. А., Сапожников В. В. Гидрохимические показатели первичной продукции в зоне Перуанского и Канарского апвеллингов. — Труды ВНИРО, 2014, т. 152, с. 85—100.
2. Полонский А. Б., Серебренников А. Н. Многолетние тенденции в изменении температуры поверхности океана в зоне Канарского апвеллинга и их причины. — Исследование Земли из космоса, 2018, № 3, с. 1—8.
3. Полонский А. Б., Серебренников А. Н. Об изменении температуры поверхности океана в зоне Бенгельского апвеллинга. Часть 1: сезонный цикл. — Исследование Земли из космоса, 2019, № 3, с. 33—44.
4. Полонский А. Б., Серебренников А. Н. Об изменении температуры поверхности океана в зоне Бенгельского апвеллинга. Часть 2: мно-
- голетние тенденции. — Исследование Земли из космоса, 2019, № 4, с. 29—39.
5. Серебренников А. Н. Улучшенная методика определения индексов прибрежных апвеллингов по спутниковым данным. — Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2018, т. 15, № 5, с. 44—51.
6. Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. — Science, 1990, vol. 247, pp. 198—201; doi: 10.1126/science.247.4939.198.
7. Bakun A., Black B. A., Bograd S. J., Garcia-Reyes M., Miller A. J., Rykaczewski R. R., et al. Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems. — Curr. Clim. Change Rep., 2015, vol. 1, pp. 85—93; doi: 10.1007/s40641-015-0008-4.

- 8. Bakun A., Field D. B., Redondo-Rodriguez A., and Weeks S. J.** Greenhouse gas, upwelling-favorable winds, and the future of coastal ocean upwelling ecosystems. — *Global Change Biology*, 2010, vol. 16, No. 4, pp. 1213—1228; doi: org/10.1111/j.1365-2486.2009.02094.x.
- 9. Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., and Junquas C.** What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? — *Climate Dynamics*, 2014, vol. 43, No. 7—8, pp. 1893—1914.
- 10. Carr M. E.** Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. — *Deep-Sea Res., Part II*, 2002, vol. 49, No. 1—3, pp. 59—80.
- 11. Carr M. E. and Kearns E. J.** Production regimes in four Eastern Boundary Current systems. — *Deep-Sea Res., Part II*, 2003, vol. 50, No. 22—26, pp. 3199—3221.
- 12. Chavez F. P. and Messie M.** A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems. — *Prog. Oceanogr.*, 2009, vol. 83, No. 1—4, pp. 80—96; doi: 10.1016/j.pocean.2009.07.032.
- 13. Garcia-Reyes M., Sydeman W. J., Schoeman D. S., Rykaczewski R. R., Black B. A., Smit A. J., and Bograd S. J.** Under pressure: Climate change, upwelling, and eastern boundary upwelling ecosystems. — *Front. Mar. Sci.*, 2015, vol. 2, p. 109; doi: 10.3389/fmars.2015.00109.
- 14. Huyer A.** Coastal upwelling in the California Current system. — *Prog. Oceanogr.*, 1983, vol. 12, pp. 259—284; doi: 10.1016/0079-6611(83)90010-1.
- 15. Junker T., Schmidt M., and Mohrholz V.** The relation of wind stress curl and meridional transport in the Benguela upwelling system. — *J. Mar. Systems*, 2015, vol. 143, pp. 1—6.
- 16. Koenker R. and Bassett G. Jr.** Regression quantiles. — *Econometrica*, 1978, vol. 46, No. 1, pp. 33—50.
- 17. Koenker R. and Hallock K.** Quantile regression. — *J. Econ. Perspectives*, 2001, vol. 15, pp. 143—156.
- 18. Lamont T., Garcia-Reyes M., Bograd S. J., van der Lingen C. D., and Sydeman W. J.** Upwelling indices for comparative ecosystem studies: Variability in the Benguela Upwelling System. — *J. Mar. Systems*, 2018, vol. 188, pp. 3—16.
- 19. Macias D., Landry M. R., Gershunov A., Miller A. J., and Franks P. J. S.** Climatic control of upwelling variability along the western North American coast. — *PLoS ONE*, 2012, vol. 7, e30436; doi: 10.1371/journal.pone.0030436.
- 20. Narayan N., Paul A., Multiza S., and Schulz M.** Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. — *Ocean Sci.*, 2010, vol. 6, pp. 815—823; doi: 10.5194/os-6-815-2010.
- 21. Pachauri R. K., Allen M. R., Barros V. R., Broome J., Cramer W., Christ R., and van Ypersele J.-P.** 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. /R. Pachauri and L. Meyer (eds.). — Geneva, Switzerland, IPCC, 2014, 151 p.
- 22. Parsons L. A., Loope G. R., Overbeck J. T., et al.** Temperature and precipitation variance in CMIP5 simulations and paleoclimate records of the last millennium. — *J. Climate*, 2017, vol. 30, No. 22, pp. 8885—8912; doi: 10.1175/JCLI-D-16-0863.1.
- 23. Pauly D. and Christensen V.** Primary production required to sustain global fisheries. — *Nature*, 1995, vol. 374, pp. 255—257; doi: 10.1038/374255a0.
- 24. Polonsky A.** The Ocean's Role in Climate Change. — Newcastle, UK, Cambridge Scholars Publishing, 2019, 294 p.
- 25. Rykaczewski R. R., Dunne J. P., Sydeman W. J., Garcia-Reyes M., Black B. A., and Bograd S. J.** Poleward intensification of coastal upwelling in response to global warming. — *Geophys. Res. Lett.*, 2015, vol. 42, pp. 6424—6431; doi: 10.1002/2015GL064694.
- 26. Seabold S. and Perktold J.** Statsmodels: Econometric and statistical modeling with Python. /In: Proceedings of the 9th Python in Science Conference, 2010.
- 27. Seabra R., Varela R., Santos A. M., Gomez-Gesteira M., Meneghesso C., Wethey D. S., and Lima F. P.** Reduced nearshore warming associated with eastern boundary upwelling systems. — *Front. Mar. Sci.*, 2019, vol. 6, p. 104; doi: 10.3389/fmars.2019.00104.
- 28. Tim N., Zorita E., and Hunicke B.** Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation. — *Ocean Sci.*, 2015, vol. 11, pp. 483—502; doi: 10.5194/os-11-483-2015.
- 29. Upwelling: Mechanisms, Ecological Effects and Threats to Biodiversity.** /W. E. Fischer and A. B. Green (eds.). — New York, USA, Nova Science Publishers, Inc., 2013, pp. 59—76.
- 30. Varela R., Alvarez I., Santos F., et al.** Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982—2010? — *Sci. Rep.*, 2015, vol. 5, 10016; doi: 10.1038/srep10016.
- 31. Wang D., Gouhier T. C., Menge B. A., and Ganguly A. R.** Intensification and spatial homogenization of coastal upwelling under climate change. — *Nature*, 2015, vol. 518, pp. 390—394; doi: 10.1038/nature14235.

## О влиянии Атлантического и Тихого океанов на изменение климатических параметров Каспийского моря

И. В. Серых\*, А. Г. Костяной\*, \*\*

*Анализ межгодовых изменений климатических параметров в регионе Каспийского моря за период 1900—2015 гг. показал их зависимость от влияния Атлантического и Тихого океанов. Так, резкое понижение уровня Каспийского моря в 1930-х годах можно связать с усилением восточного ветра в этом регионе, которое, в свою очередь, было вызвано ослаблением влияния Северной Атлантики на временных масштабах около 8 лет. Как известно, это привело к уменьшению осадков на водосборе Каспийского бассейна. В это же время, начиная с конца 1930-х, влияние Тихого океана на параметры Каспийского моря на квазидвадцатилетнем масштабе усилилось. С конца 1970-х до середины 1990-х происходил обратный процесс — влияние Северной Атлантики усиливалось, а Тихого океана — ослабевало, вследствие чего возникли положительные аномалии западного ветра и уровень Каспийского моря повысился. Во второй половине 1990-х годов произошел быстрый рост средней температуры воздуха в регионе Каспийского моря. Но в конце 1990-х годов влияние Северной Атлантики на регион стало ослабевать, вследствие чего уровень Каспийского моря стал понижаться, а рост температуры воздуха замедлился.*

**Ключевые слова:** изменения климата, Каспийское море, уровень моря, температура воздуха, скорость ветра, осадки, испарение, Атлантический океан, Тихий океан, дальние связи.

### Введение

Устойчивое экономическое и социальное развитие стран Каспийского региона зависит от многих факторов [21], одним из которых является значительное региональное изменение климата [6, 9, 10, 35], непосредственно влияющее на изменение уровня Каспия — ключевой параметр для этого моря. Исследованию водного баланса Каспийского моря и его уровня, а также методам прогноза уровня Каспия посвящены десятки фундаментальных работ [4, 5, 7, 11—13, 15, 19, 20, 22, 23, 26, 29, 30, 33—36], однако следует признать, что до сих пор уровень Каспия плохо прогнозируем.

Дело в том, что ни абсолютный минимум уровня Каспийского моря в 1977 г. ( $-28,92\text{ м}$ ) и последующий резкий подъем уровня, ни промежуточ-

\* Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук; e-mail: iserykh@oceani.ru (Серых Илья Викторович).

\*\* Московский университет им. С. Ю. Выттова; e-mail: Kostianoy@gmail.com (Костяной Андрей Геннадьевич).

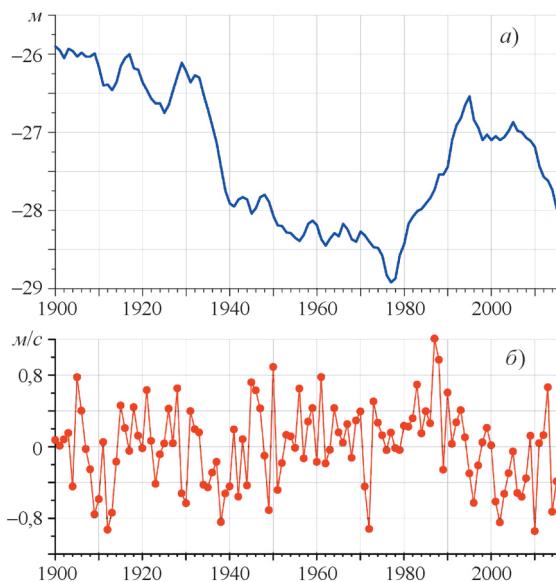


Рис. 1. Изменения среднегодовых значений уровня Каспийского моря по Бакинскому футштоку (а) и средних для июля — сентября аномалий зонального компонента ( $U$ ) скорости ветра на уровне 99,5% атмосферного давления у поверхности в регионе Каспийского моря (б) за 1900—2015 гг.

ный максимум 1995 г. ( $-26,54\text{ м}$ ) и последующий спад уровня, который продолжается до сих пор (рис. 1а), никем не был спрогнозирован, так же как и трехлетний период стабилизации уровня с середины 2015 г. до середины 2018 г. [6]. В 2018 г. среднегодовой уровень Каспия опустился ниже отметки  $-28,0\text{ м}$  в Балтийской системе высот, при этом в 2005—2015 гг. уровень уменьшался со средней скоростью  $10,3\text{ см/год}$  [6].

Уровень Каспийского моря определяется водным балансом, 80% приходной части которого составляет речной сток, в котором 80% приходится на сток Волги [4, 15]. Очевидно, межгодовая изменчивость уровня Каспия в значительной степени должна определяться стоком Волги, что подтверждалось многие годы. Так, например, увеличение стока Волги примерно на  $100\text{ км}^3$  с 1992 по 1994 г. привело к росту уровня моря в 1993—1995 гг. на  $28\text{ см}$ , а падение уровня моря с 1995 по 1997 г. примерно на  $40\text{ см}$  соответствовало уменьшению стока Волги на  $168\text{ км}^3$  с 1994 по 1996 г., что эквивалентно уменьшению слоя воды на  $43\text{ см}$  [6]. Однако после 1996 г. такой четкой корреляции не наблюдается, особенно в 1996—1999 и 2005—2016 гг., когда даже при увеличении стока в некоторые годы на 80 и даже  $120\text{ км}^3$ , которое должно было вызвать повышение уровня на  $20—30\text{ см}$ , понижение уровня Каспия продолжалось. Таким образом, с 1996 г. определяющим фактором падения уровня моря при уменьшении в среднем речного стока является, по-видимому, увеличившееся испарение с поверхности моря, что было убедительно продемонстрировано в работе [26].

Увеличению испарения в этот период способствовали главным образом усиление скорости ветра и увеличение температуры воды, а также неболь-

шое уменьшение облачности и ледяного покрова [6, 9, 10, 35]. Но если принять во внимание кардинальные различия климата береговых зон Каспийского моря, то на испарение с его акватории, кроме модуля скорости ветра, большое влияние имеет и его направление. Для региона Каспийского моря в среднем характерен восточный зональный компонент ветра [9], т. е. ветер в основном дует из пустынь Средней Азии, он имеет отрицательные значения при оси измерения, направленной на восток. Таким образом, положительные аномалии зонального компонента должны приводить к ослаблению этого сухого восточного ветра и, как следствие, к уменьшению испарения и росту уровня Каспийского моря; и наоборот, отрицательные аномалии зонального ветра должны приводить к усилению восточного ветра, усилению испарения и понижению уровня Каспия.

Другим важным фактором, который также мог сработать на увеличение испарения, является уменьшение глубины моря. Дело в том, что еще в 1987 г. Г. Н. Панин установил наличие значительной зависимости испарения от уровня Каспия [14]. А именно, в теплый период года (апрель — август) испарение с мелководного Северного Каспия (средняя глубина 4,4 м) намного больше испарения со Среднего (192 м) и Южного (345 м) Каспия. Например, в мае слой испарения с Северного Каспия в 2—3 раза больше, чем соответствующая величина для Среднего и Южного Каспия: 100, 35 и 42 мм/мес. соответственно [14]. Такие существенные различия величины испарения по акватории моря не отражаются в современных моделях водного баланса Каспия и атмосферных реанализах.

Поскольку водный баланс Каспийского моря (и его уровень) плохо прогнозируется на региональном уровне (малых пространственно-временных масштабах), имеет смысл предположить наличие дальних связей и попытаться найти продолжительные изменения климатических характеристик в Каспийском регионе, которые могут быть вызваны междесятилетними (мультидесятилетними) океаническими модами климатической изменчивости. Поэтому в данной работе мы рассмотрим связи с двумя такими модами — атлантической мультидесятилетней осцилляцией (Atlantic Multi-decadal Oscillation, AMO) и междесятилетней тихоокеанской осцилляцией (Interdecadal Pacific Oscillation, IPO).

## Данные и методика

Анализировались среднегодовые данные об уровне Каспийского моря (УКМ) по Бакинскому футштоку с 1837 по 2018 г., любезно предоставленные академиком Р. М. Мамедовым (Институт географии Национальной академии наук Азербайджана) и А. В. Фроловым (Институт водных проблем Российской академии наук).

Исследована температура воздуха на высоте 2 м от поверхности (ТВП), а также зональный ( $U$ ) и меридиональный ( $V$ ) компоненты скорости ветра на уровне 99,5% атмосферного давления у поверхности (приблизительно 42 м от поверхности) и на высоте 10 м от поверхности. Данные взяты из реанализа NOAA/CIRES/DOE 20th Century Reanalysis version 3 (20thC\_ReanV3) на сетке  $1^{\circ}$  за период 1900—2015 гг. [27]. Из указанных данных в каждом узле сетки был удален сезонный ход. Затем полученные аномалии усредняли для региона Каспийского моря ( $36^{\circ}$ — $47^{\circ}$  с. ш.;  $47^{\circ}$ — $55^{\circ}$  в. д.).

Использован индекс АМО, рассчитанный как средние значения температуры поверхности Северной Атлантики ( $0\text{---}70^\circ$  с. ш.) [31] и доступный на сайте <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO>, а также индекс IPO, рассчитанный как комбинация средних аномалий температуры поверхности в следующих регионах Тихого океана:  $10^\circ$  ю. ш. —  $10^\circ$  с. ш.,  $170^\circ$  в. д. —  $90^\circ$  з. д.;  $25\text{---}45^\circ$  с. ш.,  $140^\circ$  в. д. —  $145^\circ$  з. д.;  $15\text{---}50^\circ$  ю. ш.,  $150^\circ$  в. д. —  $160^\circ$  з. д. [32] и доступный на сайте <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/IPOTPI>.

Для сглаживания и полосовой фильтрации исследуемых временных рядов применялся фильтр Баттервортса. Вейвлетные преобразования производили с помощью вейвлетной функции Морле [41]. Для вейвлетных кросс-корреляций двух рядов вычисляли произведения их вейвлетных вещественных компонентов [2, 38, 42].

## Результаты

Изменения среднегодовых значений уровня Каспийского моря (рис. 1а) демонстрируют его резкое понижение более чем на  $1,5$  м с середины до конца 1930-х годов. С начала 1940-х по середину 1970-х уровень продолжал снижаться, но уже не настолько быстро, и к 1977 г. достиг своего минимума  $-28,92$  м. С конца 1970-х годов по 1995 г. произошел быстрый рост УКМ почти на  $2,5$  м. Затем отмечались его небольшое снижение и стабилизация до середины 2000-х годов. С 2005 г. наблюдается дальнейшее снижение УКМ, который уже в 2016—2017 гг. достиг отметки  $-28,0$  м и в 2018—2019 гг. продолжает снижаться дальше. Отметим, что ни резкий перелом 1977 г., ни локальный максимум 1995 г., ни дальнейшее уже 25-летнее понижение УКМ никем не были предсказаны. Чем же вызваны столь резкие изменения и последующие периоды стабилизации УКМ? Одним из таких факторов может являться температура в регионе Каспийского моря.

Изменения средних аномалий ТВП в регионе Каспийского моря (рис. 2а) демонстрируют ее резкий рост, произошедший во второй половине 1990-х годов. Причем и до и после этого роста средние за десятилетие значения ТВП (рис. 2а, линия 2) изменялись гораздо менее заметно. Таким образом, в середине 1990-х произошел некий климатический сдвиг средней ТВП исследуемого региона. Возможно, что этот сдвиг мог явиться одной из причин перелома изменений уровня Каспийского моря, произошедшего в 1995 г. (рис. 1а).

Тенденция повышения среднегодовой температуры воздуха на Каспии наблюдается с 1890 г. [10, 15], что может быть вызвано глобальным потеплением климата. На фоне продолжительных (вековых) изменений температуры (рис. 2а, линия 3) наблюдаются их более короткопериодные колебания — межгодовые (периоды 1—10 лет) и междесятилетние (периоды 10—100 лет). За 15-летний период с 2003 по 2017 г. положительный линейный тренд температуры воздуха оказался равным примерно  $0,04^\circ\text{C}/\text{год}$  [6], т. е. несколько меньшим, чем полученный ранее для периода 1979—2011 гг. ( $0,067^\circ\text{C}/\text{год}$  [10]). Это хорошо демонстрирует график накопленной суммы аномалий ТВП после удаления линейного тренда (рис. 2а, линия 4), которая выступает своего рода математической моделью “хранилища” для аномалий и помогает выделить их междесятилетние изменения.

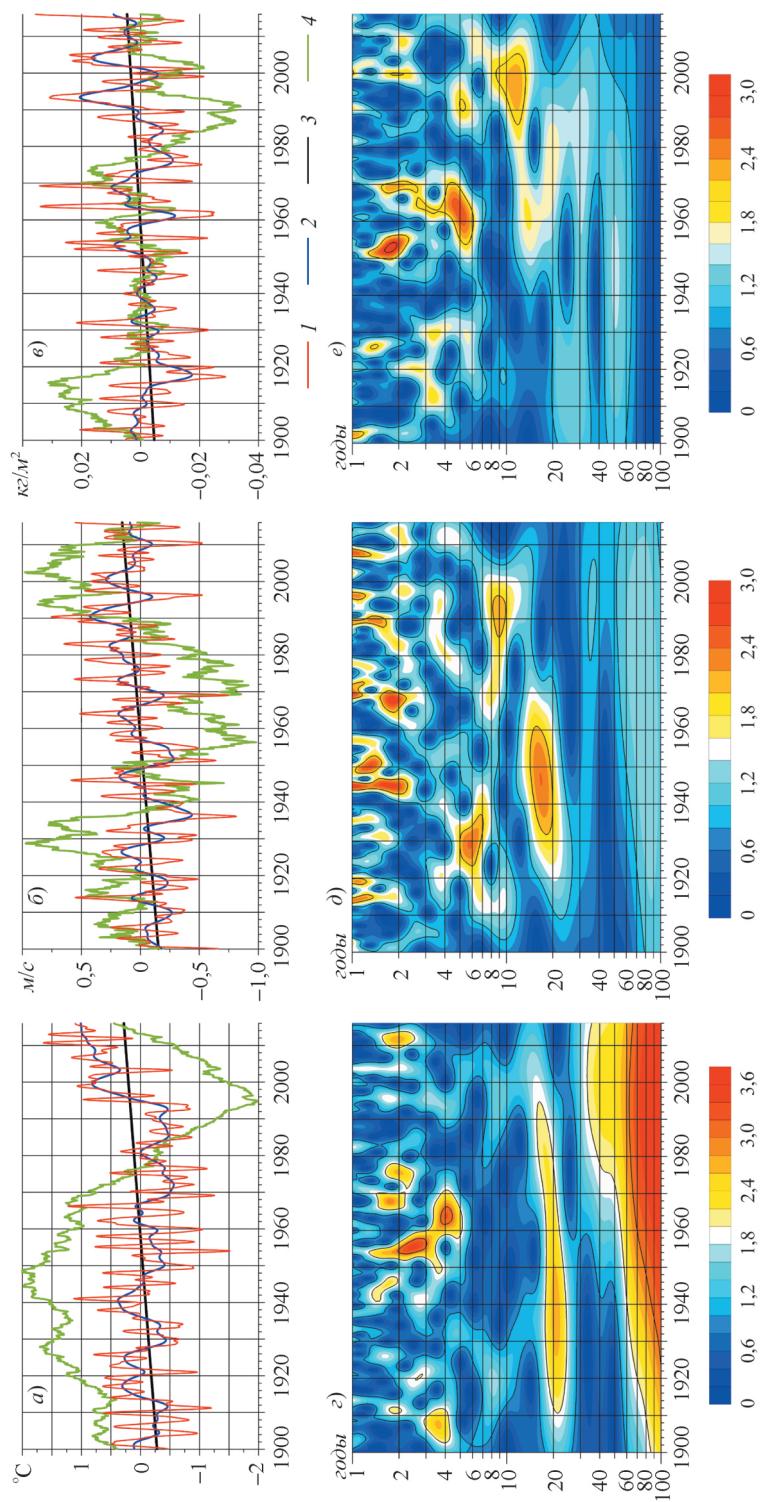


Рис. 2. Изменения средних аномалий температуры воздуха у поверхности (a) и зонального компонента (b) скорости ветра на уровне 99,5% атмосферного давления у поверхности (б) и суммарного количества осадков за месяц (c) в регионе Каспийского моря после применения 2-летнего (1) и 7-летнего (2) фильтров Баттервортса, их линейный тренд (3) и накопленная сумма аномалий после удаления линейного тренда (4), а также картины вейвлентного преобразования рядов среднемесечных аномалий соответствующих величин без фильтрации после предварительного удаления линейного тренда и нормирования ряда на его среднеквадратическое отклонение (z, d, e).

По графику межгодовых колебаний ТВП (рис. 2 $a$ , линия 1) видно, что около 1930 и 1970 гг. происходили изменения ее колебаний на временных масштабах 1—10 лет. Поскольку рассматриваемые ряды нестационарные, для их исследования удобно использовать вейвлетный анализ. Вейвлетная диаграмма средних аномалий ТВП Каспийского моря (рис. 2 $\sigma$ ) демонстрирует многомасштабные колебания, которые можно разделить на периоды 1—6 лет, 7—10 лет и 18—22 года, поскольку между ними наблюдаются промежутки низкой энергии колебаний.

Межгодовые колебания ТВП на периодах 1—6 лет очень нестационарные — их энергия то усиливается, то ослабевает, то на одних временных масштабах, то на других (рис. 2 $\sigma$ ). Такое же поведение характерно для индексов Эль-Ниньо — южного колебания — наиболее сильного сигнала межгодовой изменчивости глобального климата [38—40]. Интересным представляется то, что и в конце 1920-х — начале 1930-х и в конце 1980-х — начале 1990-х годов наблюдается низкая энергия наиболее высокочастотных колебаний с периодами от 1 года до 4 лет. Возможно, что эти уменьшения энергетической подкачки от высокочастотных колебаний могли послужить причиной последующих снижений УКМ.

Колебания средних аномалий ТВП Каспийского моря на периодах 7—10 лет выглядят иначе — их изменения более продолжительные (рис. 2 $\sigma$ ). Так, они были сильны до 1930-х годов, затем их энергия ослабла, но с конца 1970-х снова усилилась вплоть до середины 2000-х, что хорошо совпадает с изменениями УКМ (рис. 1 $a$ ). Так, в период высокой энергии колебаний ТВП на временных масштабах 7—10 лет уровень моря относительно высокий, в период ее ослабления уровень уменьшается, а в период усиления — растет. Со второй половины 2000-х годов колебания ТВП на периодах 7—10 лет начинают ослабевать, что хорошо согласуется с понижением УКМ начиная с 2005 г.

Междесятилетние колебания ТВП (18—22 года) наблюдаются на протяжении всего рассматриваемого периода с учетом краевых эффектов, возникающих при построении вейвлет-диаграмм (рис. 2 $\sigma$ ), хотя в середине 1990-х годов заметно их ослабление и до начала действия краевых эффектов, составляющих примерно половину от соответствующего временного масштаба колебаний. Помимо этого, на протяжении всего рассматриваемого временного периода (1900—2015 гг.) наблюдается усиление энергии колебаний на периодах от 60 лет и больше (рис. 2 $\sigma$ ), но они не рассматриваются из-за ограниченной длины ряда наблюдений.

Помимо ТВП на испарение и изменения УКМ может оказывать влияние скорость ветра в регионе. Рассмотрим средние аномалии зонального компонента ( $U$ ) скорости ветра на высоте приблизительно 42 м от поверхности Каспийского моря (далее — ЗВП, зональный ветер у поверхности) (рис. 2 $b$ ). В целом график демонстрирует положительный линейный тренд, но при этом нужно помнить, что в среднем для региона Каспийского моря характерен восточный зональный ветер, а выбранная ось измерения направлена с запада на восток. Таким образом, в регионе Каспийского моря происходит ослабление восточного зонального ветра. Но на фоне этого линейного тренда наблюдаются сильные межгодовые (рис. 2 $b$ , линия 1) и междесятилетние (рис. 2 $b$ , линия 2) колебания ЗВП.

На графике накопленной суммы аномалий ЗВП после удаления линейного тренда (рис. 2 $b$ , линия 4) видно, что во второй половине 1930-х годов

произошел сдвиг — переход от положительных к отрицательным аномалиям ЗВП, а с конца 1970-х по середину 1990-х годов — обратный сдвиг от отрицательных к положительным аномалиям ЗВП. С середины 2000-х начинают вновь наблюдаться отрицательные аномалии ЗВП. Таким образом, междесятилетние изменения ЗВП хорошо согласуются с изменениями УКМ (рис. 1а) — при длительных положительных аномалиях ЗВП уровень моря повышается, при отрицательных — понижается. Учитывая, что с востока Каспийское море окружено пустынями, ослабление при положительных аномалиях ЗВП сухого и жаркого восточного ветра из пустынь и должно приводить к уменьшению испарения с акватории Каспийского моря и росту его уровня, и наоборот, отрицательные аномалии ЗВП должны приводить к усилению восточного ветра и, как следствие, к увеличению испарения и понижению уровня моря.

Известно, что максимальное испарение с поверхности Каспийского моря происходит в июле — сентябре, причем оно существенно зависит от скорости ветра. Поэтому были дополнительно рассчитаны изменения средних аномалий ЗВП отдельно для этих месяцев. На рис. 1б видно, что в 1934—1940 г. наблюдаются отрицательные аномалии ЗВП в июле — сентябре, которые соответствуют усилению восточного ветра, что вызвало дополнительное испарение и понижение УКМ. В 1980—1994 г. (за исключением 1989 г.) наблюдаются положительные аномалии ЗВП в июле — сентябре, которые соответствуют ослаблению восточного ветра, что явилось причиной менее интенсивного испарения и повышения УКМ. С 1995 г. наблюдаются преимущественно отрицательные аномалии зонального ветра (усиление восточного ветра), которые привели к усилению испарения и понижению уровня моря (рис. 1а).

На вейвлетной диаграмме аномалий ЗВП, осредненных для региона Каспийского моря (рис. 2д), наблюдается высокая энергия их колебаний с периодами, близкими к периодам колебаний аномалий ТВП (рис. 2г). Причем энергия колебаний ЗВП на периодах 7—10 лет и 18—22 года выражена более отчетливо, чем энергия колебаний ТВП на этих же периодах, что может свидетельствовать о том, что источником колебаний на этих временных масштабах являются изменения атмосферной циркуляции, а не собственная изменчивость температуры поверхности Каспийского моря.

Поскольку изменения уровня моря зависят не просто от испарения, а от видимого испарения (разность испарения и осадков), имеет смысл рассмотреть климатические изменения суммарного количества осадков за месяц в регионе Каспийского моря. На рис. 2в виден положительный линейный тренд количества осадков, что согласуется с ослаблением восточного ветра в регионе (рис. 2б). На фоне линейного тренда наблюдаются продолжительные положительные аномалии количества осадков в середине 1990-х и 2000-х годов, которые соотносятся с локальными максимумами 1995 и 2005 гг. на графике изменений уровня моря (рис. 1а). Также с конца 1970-х до середины 1990-х годов наблюдается увеличение количества осадков, что хорошо согласуется с ростом УКМ в этот период. Однако однозначных связей между осадками и УКМ до 1950-х годов выявить не удалось, что может быть связано с недостаточно подробными данными наблюдений за осадками в этот период. Тем не менее, после 1950-х годов наблюдается достаточно хорошее соответствие между вейвлет-диаграммами ЗВП (рис. 2д) и осадков (рис. 2е) на временных масштабах колебаний

более 7 лет. По всей видимости, именно эти продолжительные колебания могут являться причиной изменений УКМ, в то время как более коротко-периодные колебания не успевают оказать на него существенного воздействия.

В силу большей инерционности океана по сравнению с атмосферой уместно предположить, что существует связь между обнаруженными продолжительными колебаниями ТВП, ЗВП и сумм осадков в регионе Каспийского моря и междесятилетними (мультидесятилетними) океаническими модами климатической изменчивости. Рассмотрим дальние связи средних аномалий ТВП региона Каспийского моря с двумя такими модами — АМО и IPO, которые являются, по нашему мнению, наиболее значимыми для Северного полушария.

На рис. 3а представлены ряды индекса атлантической мультидесятилетней осцилляции и средних аномалий ТВП в регионе Каспийского моря после применения полосового фильтра Баттервортса от 7 до 10 лет. Была выбрана именно такая полоса фильтрации, поскольку квазивосьмилетний период колебаний характерен для Северной Атлантики [24, 37]. Дополнительно приведен график их скользящих кросс-корреляций (рис. 3а, линия 3), по которому видно, что до середины 1930-х годов наблюдалась положительные связи между АМО и ТВП в районе Каспийского моря на квазивосьмилетнем временном масштабе. Во второй половине 1930-х годов эти связи сменились на отрицательные, которые продолжались до середины 1970-х. Во второй половине 1970-х годов снова стали наблюдаться положительные связи между колебаниями ТВП в регионе Каспийского моря и температурой поверхности Северной Атлантики на квазивосьмилетнем периоде, которые сохраняются до конца рассматриваемого временного периода. Однако с конца 1990-х годов эти положительные связи заметно ослабли по сравнению с периодом 1980—1995 гг.

Эти же результаты демонстрирует диаграмма вейвлетных кросс-корреляций индекса атлантической мультидесятилетней осцилляции и ТВП Каспийского моря (рис. 3в). На ней видно, что в 1900—1930 гг. на временных масштабах 7—10 лет преобладали положительные связи, в 1940—1975 гг. — отрицательные, а в 1980—2010 гг. — снова сильные положительные связи. После 2010 г. наблюдается ослабевание связей, что, впрочем, может быть вызвано краевыми эффектами применяемых методов анализа временных рядов.

Поскольку вышеперечисленные периоды положительных связей совпадают с периодами высокого уровня моря (рис. 1а), а периоды отрицательных связей — с периодами низкого уровня, можно сделать вывод, что усиление влияния Северной Атлантики, проявляющееся в положительных связях колебаний АМО и ТВП в районе Каспийского моря на квазивосьмилетнем периоде, способствует росту УКМ. Когда же влияние Северной Атлантики ослабевает, усиливается восточный ветер, что приводит к увеличению испарения и понижению уровня моря.

Интересным результатом является то, что в период отрицательных связей ТВП Каспийского моря с температурой поверхности Северной Атлантики наблюдаются положительные связи аномалий ТВП в регионе Каспийского моря с междесятилетней тихоокеанской осцилляцией на квазидвадцатилетнем периоде (рис. 3б), а в периоды положительных связей ТВП с Атлантикой связи Каспийского моря с Тихим океаном на временном масштабе 18—22 года являются отрицательными либо нейтральными.

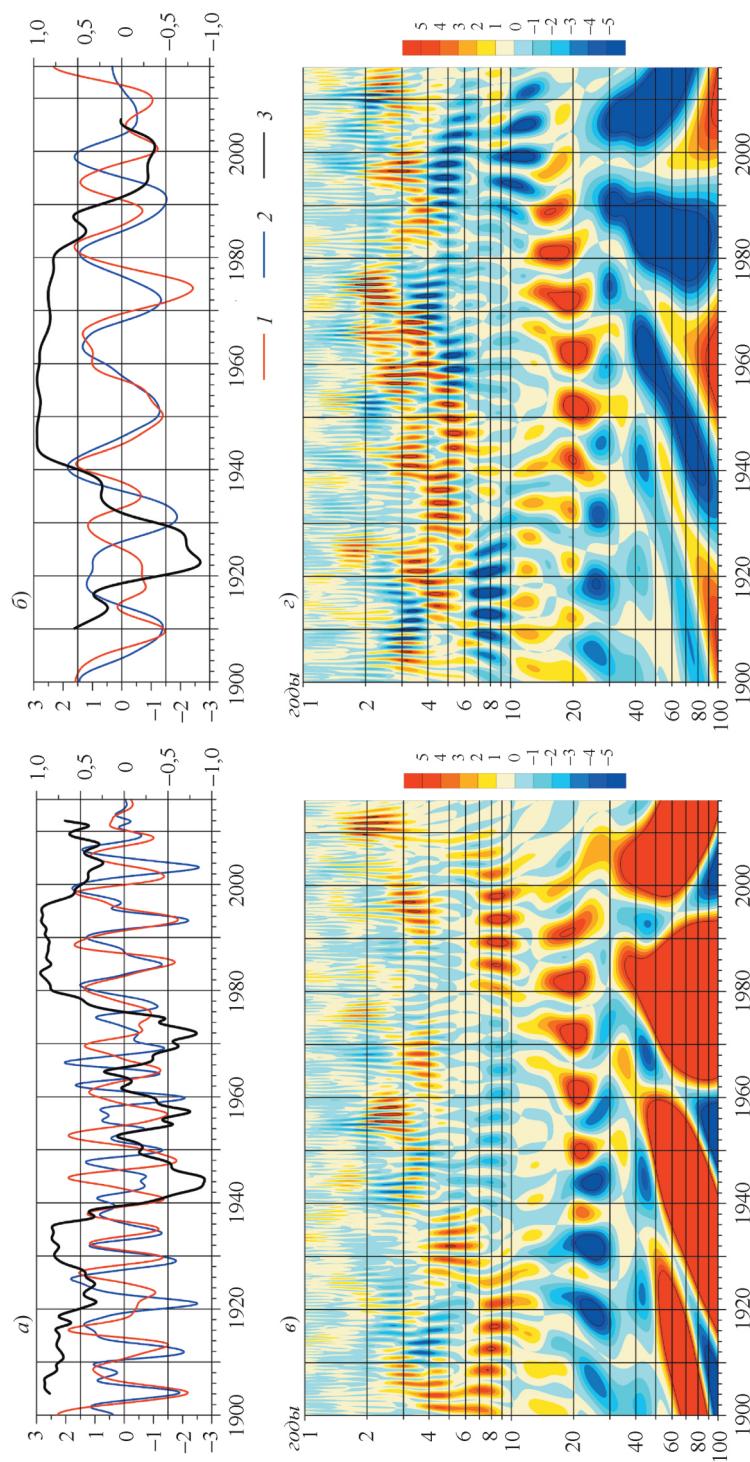


Рис. 3. Ряды индекса атлантической мультидекадной осцилляции (*a*, *b*), междесатилетней тихоокеанской осцилляции (*b*, *d*) и средних аномалий температуры воздуха у поверхности в регионе Каспийского моря (*c*) после применения полосового фильтра Багтервортса от 7 до 10 лет (*a*) и от 18 до 22 лет (*b*), предварительного удаления линейных трендов и нормирования рядов на их среднеквадратические отклонения, их скользящие кросс-корреляции с окном 8 лет (*c*, *d*) и 20 лет (*b*, *d*), а также вейвлестная диаграмма кросс-корреляций АМО и ТВП (*c*) без фильтрации после предварительного удаления линейных трендов и нормирования рядов на их среднеквадратические отклонения.

Квазидвадцатилетний период довольно часто встречается в колебаниях различных климатических характеристик во многих регионах Земли [3, 17, 18], но из-за недостаточной длины исследуемых рядов соответствующий спектральный пик обычно не превышает 95%-ного доверительного интервала и плохо локализован (как бы размазан) на получаемых спектрах. Однако можно предположить, что колебания на квазидвадцатилетнем периоде являются следствием воздействия на глобальную климатическую систему двух внешних сил: лунно-солнечной нутации оси вращения Земли (период 18,6 года) и цикла Хейла гелиомагнитной активности (период 22 года). Конечно, эти внешние силы не являются причиной возникновения главных мод климатический изменчивости, а, скорее, выступают в роли своего рода “дирижеров” глобальной климатической системы, которая подстраивается под периоды их действия [38, 39]. Таким образом, можно заключить, что в периоды ослабления влияния на Каспийское море Северной Атлантики начинает сильнее проявляться влияние глобальных процессов, о чем свидетельствует усиление положительных связей с колебаниями на квазидвадцатилетнем периоде, происходящими в Тихом океане, как одними из наиболее значительных по масштабу и потокам тепла из океана в атмосферу в климатической системе Земли [40].

Периоды же ослабления и усиления влияния Северной Атлантики на регион Каспийского моря могут явиться следствием фазовой изменчивости климата самой Северной Атлантики. Так, в работе [1] показано, что ряд фазовых состояний климатической системы Северной Атлантики в XX в. распадался на три подмножества, каждое из которых, отличающееся своими особенностями термодинамическими характеристиками, предложено рассматривать в качестве отдельного климатического сценария. Причем в периоды действия этих климатических сценариев Северная Атлантика оказывала различное влияние на обширные территории Евразии: 1905—1935 гг. — относительно теплая фаза, 1940—1970 гг. — холодная фаза и 1975—2000 гг. — теплая фаза.

Смена климатических сценариев Северной Атлантики может быть вызвана переходами между противоположными фазами тихоокеанской десятилетней осцилляции, которые привели к глобальным климатическим сдвигам в 1976—1977 и 1998—1999 гг. [25, 28]. Именно в 1977 г. произошел резкий излом в изменениях УКМ (рис. 1а), что является свидетельством в пользу влияния на него глобальных процессов. Максимум УКМ в 1995 г. может быть вызван переломом в изменениях гидрометеорологических характеристик Атлантического океана, произошедшим в первой половине 1990-х годов и, возможно, связанным с извержением вулкана Пинатубо в 1991 г. [16].

Таким образом, исследованы межгодовые изменения климатических характеристик в регионе Каспийского моря за период 1900—2015 гг. Полученные результаты позволяют продвинуться в понимании причин изменчивости водного баланса Каспийского моря, дальних связей с Атлантическим и Тихим океанами и в конечном счете в улучшении прогнозов регионального изменения климата, в частности прогноза уровня Каспийского моря.

Авторы благодарны анонимному рецензенту за сделанные замечания, учет которых помог повысить качество статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 19-77-20060.

## Литература

- 1. Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., Серых И. В.** О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики. — Доклады АН, 2011, т. 438, № 6, с. 817—822.
- 2. Вакуленко Н. В., Серых И. В., Сонечкин Д. М.** Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 3. Предсказуемость Эль-Ниньо. — Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика, 2018, т. 26, № 4, с. 75—94.
- 3. Вакуленко Н. В., Сонечкин Д. М.** Дирижеры современных изменений температуры водной поверхности Северной Атлантики. — Океанология, 2019, т. 59, № 6, с. 895—902.
- 4. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз.** /Е. С. Нестеров (ред.). — М., Гидрометцентр России, 2016, 374 с.
- 5. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна.** /И. А. Шикломанов, А. С. Васильев (ред.). — СПб, Гидрометеоиздат, 2003, 400 с.
- 6. Гинзбург А. И., Костянной А. Г.** Тенденции изменений гидрометеорологических параметров Каспийского моря в современный период (1990—2017 гг.). — Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из косmosа, 2018, т. 15, № 7, с. 195—207.
- 7. Голицын Г. С., Раткович Д. Я., Фортус М. И., Фролов А. В.** О современном подъеме уровня Каспийского моря. — Водные ресурсы, 1998, т. 25, № 2, с. 133—139.
- 8. Добровольский С. Г.** Климатические изменения в системе “гидросфера — атмосфера”. — М., ГЕОС, 2002, 230 с.
- 9. Казьмин А. С.** Долгопериодная изменчивость гидрометеорологических параметров в акватории Каспийского моря. Часть 1: Описание данных. — Океанологические исследования, 2019, т. 47, № 5, с. 65—73.
- 10. Костянной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А., Шеремет Н. А.** Южные моря России. /В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. В. М. Катцов, С. М. Семенов (ред.). — М., ИГКЭ Росгидромета и РАН, 2014, с. 644—683.
- 11. Лебедев С. А., Костянной А. Г.** Изменения уровня и динамики вод по данным спутниковой альtimетрии. /В кн.: Система Каспийского моря. А. П. Лисицын (отв. ред.). — М., Научный мир, 2016, с. 13—41.
- 12. Лебедев С. А., Костянной А. Г.** Спутниковая альtimетрия Каспийского моря. — М., Море, 2005, 366 с.
- 13. Малинин В. Н.** Проблема прогноза уровня Каспийского моря. — СПб, РГМИ, 1994, 158 с.
- 14. Панин Г. Н.** Испарение и теплообмен Каспийского моря. — М., Наука, 1987, 86 с.
- 15. Проект “Моря”.** Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. /Ф. С. Терзиев, А. Н. Косарев, А. А. Керимов (ред.). — СПб, Гидрометеоиздат, 1992, 358 с.
- 16. Серых И. В.** О влиянии Северо-атлантического диполя на междекадные изменения климата России. — Труды ГОИН, 2018, № 218, с. 269—285.
- 17. Серых И. В., Сонечкин Д. М.** О проявлениях движений полюсов Земли в ритмах Эль-Ниньо — Южного колебания. — Доклады АН, 2017, т. 472, № 6, с. 716—719.
- 18. Серых И. В., Сонечкин Д. М.** Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 2. Междугодовые ритмы Эль-Ниньо — Южного колебания. — Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика, 2017, т. 25, № 5, с. 5—25.
- 19. Фролов А. В.** Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. — М., Геос, 2003, 170 с.
- 20. Фролов А. В.** Сценарные прогнозы колебаний уровня Каспия с учетом климатических и техногенных воздействий на водный баланс моря. — Океанологические исследования, 2019, № 5, с. 130—148.
- 21. Шаповалов С. М., Костянная Е. А., Костянной А. Г.** Устойчивое развитие региона Каспийского моря: Задачи ближайшего будущего. — Океанологические исследования, 2019, № 5, с. 149—159.
- 22. Arpe K. and Leroy S. A.** The Caspian Sea level forced by the atmospheric circulation, as observed and modeled. — Quatern. Int., 2007, vol. 173—174, pp. 144—152.
- 23. Arpe K., Leroy S. A. G., Lakijani H., and Khan V.** Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level. — Hydrol. Earth Syst. Sci., 2012, vol. 16, pp. 19—27; doi: 10.5194/hess-16-19-2012.
- 24. Arthun M., Eldevik T., and Viste E.** Skillful prediction of northern climate provided by the ocean. — Nat. Commun., 2017, vol. 8, 15875.

- 25. Byshev V. I., Neiman V. G., Anisimov M. V., Gusev A. V., Serykh I. V., Sidorova A. N., Figurkin A. L., and Anisimov I. M.** Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content. — Pure and Appl. Geophys., 2017, vol. 174, No. 7, pp. 2863—2878.
- 26. Chen J. L., Pekker T., Wilson C. R., Tapley B. D., Kostianoy A. G., Cretaux J.-F., Safarov E. S.** Long-term Caspian Sea level change. — Geophys. Res. Lett., 2017, vol. 44, pp. 6993—7001; doi: 10.1002/2017GL073958.
- 27. Compo G. P., Whitaker J. S., Sardeshmukh P. D., et al.** The Twentieth Century Reanalysis Project. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2011, vol. 137, pp. 1—28.
- 28. Ding H., Greatbatch R. J., Latif M., Park W., and Gerdes R.** Hindcast of the 1976/77 and 1998/99 climate shifts in the Pacific. — J. Climate, 2013, vol. 26, pp. 7650—7661.
- 29. Elguindi N. and Giorgi F.** Simulating future Caspian Sea level changes using regional climate model outputs. — Climate Dynamics, 2007, vol. 28, pp. 365—379.
- 30. Elguindi N., Somot S., Dequ M., and Ludwig W.** Climate change evolution of the hydrological balance of the Mediterranean, Black and Caspian seas: Impact of climate model resolution. — Climate Dynamics, 2011, vol. 36, pp. 205—228.
- 31. Enfield D. B., Mestas-Nunez A. M., and Trimble P. J.** The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. — Geophys. Res. Lett., 2001, vol. 28, pp. 2077—2080.
- 32. Henley B. J., Gergis J., Karoly D. J., Power S. B., Kennedy J., and Folland C. K.** A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation. — Climate Dynamics, 2015, vol. 45, No. 11—12, pp. 3077—3090.
- 33. Kosarev A. N.** Physico-geographical conditions of the Caspian Sea. /In: The Caspian Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. A. Kostianoy and A. Kosarev (eds.). — Springer, 2005, vol. 5, Part P, pp. 5—31; doi: [https://doi.org/10.1007/698\\_5\\_002](https://doi.org/10.1007/698_5_002).
- 34. Kosarev A. N., Kostianoy A. G., and Zonn I. S.** Kara-Bogaz-Gol Bay: Physical and chemical evolution. — Aquat. Geochem., 2009, vol. 15, No. 1—2, Special Issue: Saline Lakes and Global Change, pp. 223—236.
- 35. Kostianoy A. G., Ginzburg A. I., Lavrova O. Yu., Lebedev S. A., Mityagina M. I., Sheremet N. A., and Soloviev D. M.** Comprehensive satellite monitoring of the Caspian Sea conditions. /In: Remote Sensing of Asian Seas. V. Barale and M. Gade (eds.). — Cham, Springer, 2019, pp. 505—521; [https://doi.org/10.1007/978-3-319-94067-0\\_28](https://doi.org/10.1007/978-3-319-94067-0_28).
- 36. Lebedev S. A. and Kostianoy A. G.** Integrated using of satellite altimetry in investigation of meteorological, hydrological and hydrodynamic regime of the Caspian Sea. — J. Terr. Atmos. and Ocean. Sci., 2008, vol. 19, No. 1—2, pp. 71—82.
- 37. Moron V., Vautard R., and Ghil M.** Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. — Climate Dynamics, 1998, vol. 14, pp. 545—569.
- 38. Serykh I. V. and Sonechkin D. M.** El Nino forecasting based on the Global Atmospheric Oscillation. — Int. J. Climatol., 2020; <https://doi.org/10.1002/joc.6488>.
- 39. Serykh I. V. and Sonechkin D. M.** Nonchaotic and globally synchronized short-term climatic variations and their origin. — Theor. and Appl. Climatol., 2019, vol. 137, No. 3—4, pp. 2639—2656.
- 40. Serykh I. V., Sonechkin D. M., Byshev V. I., Neiman V. G., and Romanov Yu. A.** Global Atmospheric Oscillation: An integrity of ENSO and extratropical teleconnections. — Pure and Appl. Geophys., 2019, vol. 176, No. 8, pp. 3737—3755.
- 41. Torrence D. C. and Compo G. P.** A practical guide to wavelet analysis. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1998, vol. 79, pp. 61—78.
- 42. Torrence D. C. and Webster P. J.** Interdecadal changes in the ENSO—monsoon system. — J. Climate, 1999, vol. 12, pp. 2679—2690.

## Оценка изменчивости конвективного потенциала атмосферы в условиях изменяющегося климата Западной Сибири

В. П. Горбатенко\*, И. В. Кужевская\*,

К. Н. Пустовалов\*, В. В. Чурсин\*,

Д. А. Константинова\*

*В связи с тем, что последние десятилетия для территории Северной Евразии стали самыми теплыми за всю историю метеорологических наблюдений, актуальна оценка долговременной изменчивости конвективного потенциала атмосферы на фоне изменения климата. В представленном исследовании проанализирована временная и пространственная динамика на территории Западной Сибири характеристик неустойчивости атмосферы и повторяемости опасных конвективных явлений, таких как гроза и град. В последнее десятилетие зафиксировано смещение на север границ активной конвекции, оцениваемой по температурно-влажностным характеристикам атмосферы. Отмечено увеличение продолжительности грозового сезона и числа дней с грозой в году, а также числа дней с продолжительным градом и с градом большого диаметра. Определена высота кучево-дождевых облаков при наличии обширных грозовых очагов.*

**Ключевые слова:** неустойчивость атмосферы, конвективные явления, гроза, град, верхняя граница конвективной облачности, изменения климата.

### 1. Введение

Известно, что последние три десятилетия для территории Северной Евразии, включая Российскую Федерацию, стали самыми теплыми за всю историю метеорологических наблюдений. На фоне наметившегося в последнее десятилетие замедления глобального потепления изменение климата России в целом (в среднем за год и по территории) характеризуется как продолжающееся потепление. Что касается территории Западной Сибири, здесь тенденция к замедлению потепления прослеживается только зимой [3]. Атмосфера Западной Сибири в теплый период года в целом теплеет и при наличии местных источников влаги становится более влажной, что сопровождается интенсификацией конвективных процессов и увеличением частоты экстремальных явлений погоды [21]. На территории Западной Сибири чрезвычайные ситуации, обусловленные развитием глубокой мезомасштабной конвекции, в последние десятилетия повторяются

\* Национальный исследовательский Томский государственный университет; e-mail: da\_konstantinova@mail.ru (Константинова Дарья Александровна).

гораздо чаще, чем до 2000 г. Так, в районе Ханты-Мансийска в 2012 г. был замечен не характерный для данной территории смерч [10].

Физической основой, необходимой для формирования опасных конвективных явлений (грозы, града, шквала, смерча), является наличие в атмосфере мощных кучево-дождевых облаков. Результаты ряда исследований демонстрируют статистически значимый положительный тренд повторяемости кучево-дождевых облаков и отрицательный тренд других форм облачности [18] над территорией России в целом и над Западной Сибирью в частности. В работе [20] также замечено, что в годовых суммах осадков на этой территории за период 1966—2014 гг. преобладают ливневые и смешанные осадки, что говорит о высокой повторяемости конвективных процессов. На фоне того, что в теплый период года отмечается потепление атмосферы Западной Сибири, есть основание предположить изменение конвективного потенциала атмосферы вообще и повторяемости опасных конвективных явлений, включая грозу и град.

Цель данной работы — выявление временных и пространственных характеристик неустойчивости атмосферы и оценка повторяемости гроз и града на территории Западной Сибири, ограниченной 50—64° с. ш. и 60—95° в. д.

## 2. Используемые материалы и методы анализа

Исходным материалом для оценки повторяемости числа дней с грозой послужили данные метеорологической сети Росгидромета об атмосферных явлениях в период с 1970 по 2018 г. [2]. Реестр случаев града с указанием диаметра градин по 124 станциям Западно-Сибирского УГМС в период с 2015 по 2019 г. составлен на основе телеграмм кода WAREP. Значения высоты верхней границы облачности в дни с грозой и градом определены по уровню нулевой плавучести, полученному по результатам аэрологического зондирования для семи аэрологических станций Западной Сибири в период с 1980 по 2018 г. [29].

Для определения высоты облачности в дни с градом, кроме аэрологических данных, использованы результаты детектирования облачного покрова по данным радиометра AVHRR [12]. Детектирование облачного покрова и определение параметров облачности производили по методике Е. В. Волковой [26, 30], в которой используются данные каналов 1—6 (спектральные диапазоны 0,58—0,68, 0,73—1,1, 1,6, 3,55—3,93, 10,8 и 11,5—12,5 мкм).

Значения индекса неустойчивости атмосферы  $K_{IND}$  [7] за летние месяцы в узлах сетки 0,25 × 0,25° с 1990 по 2019 г. определяли по данным реанализа ERA5, который является пятым поколением реанализа глобальных атмосферных наблюдений, созданным Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды. Применение данных реанализа ERA5 обусловлено рядом его достоинств: непрерывность рядов данных за период более 40 лет (с 1979 г. по настоящее время), высокое пространственное (0,25 × 0,25°) и временное (1 ч) разрешение [25], а также высокая точность описания температурного режима. По оценке авторов работы [15], реанализ ERA5, как и предыдущая версия ERA-Interim, в целом завышает температуру воздуха, средняя ошибка составляет 0,8 С, среднеквадратическое отклонение

2,0—2,5 С. При этом оба варианта реанализа сглаживают экстремальные значения температуры, особенно завышаются минимальные значения. Авторы работы [8] показали, что временные ряды температуры воздуха в ERA5 однородны для территории Сибири. По значениям индекса  $K_{IND}$  определяют степень неустойчивости атмосферы и вероятность развития опасных конвективных явлений над территорией: если атмосфера устойчива, то его значения близки к 0; чем больше неустойчивость атмосферы, тем больше значение  $K_{IND}$ . Пороговыми значениями индекса в случае формирования грозы с вероятностью 75 и 90% для большинства аэрологических станций Западной Сибири являются значения  $K_{IND} > 30$  С и  $>35$  С соответственно [14].

Оценку пространственно-временной изменчивости  $K_{IND}$  выполняли для каждого узла сетки за срок 9 ч ВСВ (время, близкое к суточному максимуму конвективной неустойчивости для Западной Сибири) в период с 1 июня по 31 августа для каждого года по следующему алгоритму:

- определяли значения  $K_{IND}$ , соответствующие 75-му и 90-му процентилям ( $P_{75}$  и  $P_{90}$ );
- отбирали значения  $K_{IND} P_{75}$  и  $K_{IND} P_{90}$  для расчетного года, на основе которых определяли ежегодные средние арифметические значения  $K_{IND(75)}$  и  $K_{IND(90)}$ ;
- рассчитывали средние значения  $K_{IND(75)}$  и  $K_{IND(90)}$  за 30 лет и по десятилетиям.

### 3. Оценка неустойчивости атмосферы

Степень неустойчивости атмосферы достаточно эффективно оценивается с помощью ряда индексов, которые определяются по результатам как спутниковых, так и аэрологических измерений [7] и успешно рассчитываются в реанализах последних версий. Средние за 30-летний период значения индекса неустойчивости  $K_{IND(75)}$ , рассчитанные по данным реанализа ERA5 только для летних месяцев, приведены на рисунке на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru). Значения индекса  $K_{IND(75)}$  примерно соответствуют значениям  $K_{IND}$ , наблюдаемым в дни с грозой. Заметим, что на анализируемой территории в течение трех летних месяцев метеорологическими станциями ежегодно регистрируется от 15 дней с грозой на севере до 30 дней на юге [4], что в среднем соответствует четверти дней летнего периода. При этом в дни с грозой значения  $K_{IND} > 26$  С, а в дни с градом  $K_{IND} > 30$  С [7]. Отчетливо прослеживается широтное распределение средних 30-летних значений индекса  $K_{IND}$ , ассоциируемых с наличием в атмосфере Западной Сибири грозы и града [7], нарушающее особенности подстилающей поверхности в виде орографических объектов и источников дополнительной влаги, которые усиливают неустойчивость, обусловленную синоптическими процессами. Положение границы изолиний  $K_{IND(75)} = 30$  С в разные десятилетия исследуемого периода изменялось. Граница постепенно отодвигалась на север и достигла параллели 62° с. ш. Особенно заметно продвижение поля сильной неустойчивости атмосферы к северу в секторе 75—85° в. д. Следовательно, в этом районе можно ожидать изменения потенциала грозовой активности и частоты повторяемости выпадения

града. Кроме того, степень неустойчивости атмосферы внутри всей области исследований возрастает. Площадь территории, на которой отмечается неустойчивость со значениями  $K_{IND(90)} > 33$  С, существенно увеличилась в последнее десятилетие. До 2000 г. такие значения индекса неустойчивости в Западной Сибири отмечались на территории, ограниченной примерно 55° с. ш. В последнее десятилетие неустойчивость атмосферы столь высокой степени наблюдается севернее широты 62° с. ш.

### 3.1. Оценка грозовой активности

Число дней с грозой на территории Западной Сибири увеличивается при продвижении с севера на юг до 35 дней в году [4]. Даже за Северным полярным кругом ежегодно наблюдается от 1 до 4 дней с грозой, в районах среднего течения рек Обь и Иртыш южнее 58° с. ш. — 20—30. В пространственном распределении грозовой активности южнее 58° с. ш. зональность отсутствует. На фоне средней годовой повторяемости гроз по территории, равной 16—20 дней, отмечаются отдельные районы с повышенной грозовой активностью, обусловленной физико-географическими особенностями: наличием орографических возвышенностей в предгорьях Кузнецкого Алатау, Алтая и междуречья Обь — Иртыш. Территория междуречья занята лесными массивами, болотами и многочисленными озерами, которые, в отличие от крупных водоемов, быстро прогреваются и являются дополнительным источником влаги, способствующей усилению конвекции. В этих районах в год может регистрироваться до 35 дней с грозой, а суммарная за год продолжительность гроз может достигать 80 ч.

Увеличение на исследуемой территории повторяемости дней с развитой конвективной неустойчивостью должно сопровождаться увеличением числа дней с грозой. На рис. 1 приведены данные о начале и окончании грозового сезона, о повторяемости дней с грозой на метеорологических станциях на рассмотренной территории, где в соответствии с выявленным увеличением конвективного потенциала можно ожидать и изменения грозовой активности; также представлены средние значения высоты уровня выравнивания температур (EQVL — equilibrium level), т. е. верхней границы развития конвекции.

Известно, что повышение температуры атмосферы даже на один градус приводит к увеличению частоты молний на 10% [9]. Поскольку мониторинг молниевой активности над исследуемой территорией не сформирован, получить достоверные статистические закономерности увеличения молниевой активности не удалось. Тем не менее замечено небольшое увеличение (на 4—5 дней) числа дней с грозой и продолжительности грозового сезона (на 10—15 дней), что увеличивает риски для экономики и демонстрирует необходимость усиления молниезащитных мероприятий в отдельных ее секторах при сохранении тенденции потепления в теплый период на территории Западной Сибири.

### 3.2. Оценка повторяемости града

Важно отметить, что Сибирский федеральный округ не является территорией, подверженной частым градобитиям. Ежегодные градобития харак-

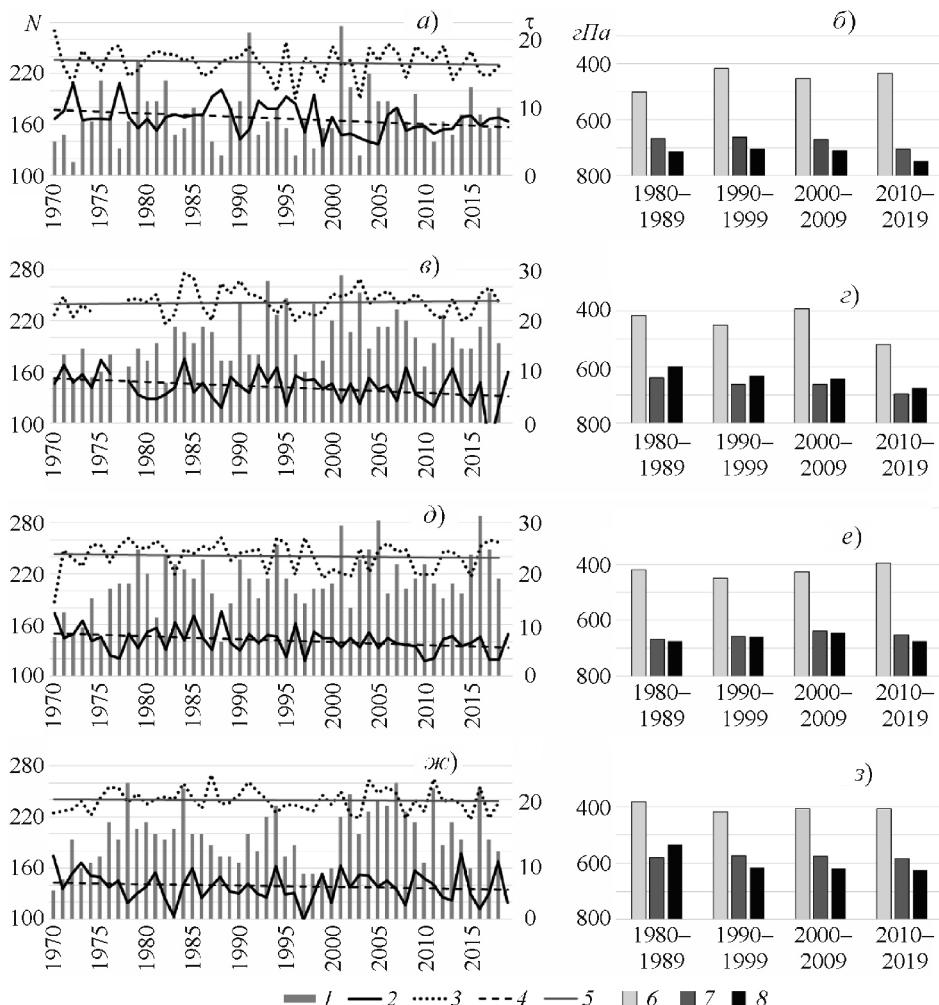


Рис. 1. Временной ход числа дней с грозой (1) по станциям, дат первой (2) и последней (3) грозы и их линейный тренд (соответственно 4 и 5), средние по десятилетиям значения уровня EQVL в дни с грозой (6), в дни без конвективных явлений (7) и в дни с ливневыми осадками (8).

*N* — номер дня в году; — число дней; *a, б* — Туруханск; *в, г* — Ханты-Мансийск; *д, е* — Александровское; *ж, з* — Барабинск.

терны для районов Предкавказья и Северного Кавказа [23, 27], где в последнее тридцатилетие замечено уменьшение повторяемости случаев выпадения града в горах и ее увеличение на территориях равнин. Подробные исследования градовой активности в других регионах России в научных публикациях встречаются редко. В работе [24] было замечено, что в Северной Америке общая повторяемость градовых событий за период с 1960 по 2014 г. изменилась незначительно, при этом за три последних десятилетия увеличилось число дней с градом большого диаметра.

Согласно информации, опубликованной в ежегодных Докладах об особенностях климата на территории Российской Федерации (2007—2018 гг.),

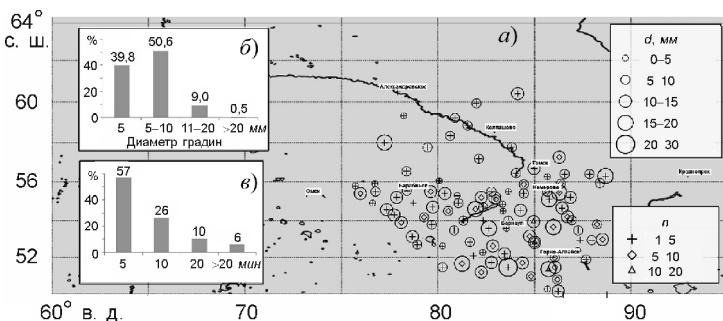


Рис. 2. Распределение частоты случаев града ( $n$ ) и максимального диаметра градин ( $d$ ) за период 2015—2019 гг. по станциям Западно-Сибирского УГМС (а), а также гистограммы распределения диаметра градин (б) и продолжительности явления (в).

для территории Сибирского федерального округа был составлен временной ряд числа случаев с опасным явлением “крупный град” (град диаметром 20 мм и более). Доля повторяемости этого опасного явления по отношению к общей повторяемости в России в среднем составляет 18%, но в отдельные годы (например, в 2008 г.) достигает 33%. В Западной Сибири на метеорологических станциях град регистрируется довольно редко, в среднем от 1 до 4 дней за сезон [13]. По территории юго-востока Западной Сибири (50—62° с. ш., 74—94° в. д.), к которому относятся станции Западно-Сибирского УГМС, в отдельные годы повторяемость случаев града может составлять 5—10 дней в году. На рис. 2 приведено распределение повторяемости случаев града и максимального диаметра градин по данным наблюдательной сети за 2015—2019 гг. За этот период на исследуемой территории было зафиксировано 366 случаев выпадения града различного диаметра. Приблизительно в 40% случаев диаметр града не превышал 5 мм, в половине случаев составил 5—10 мм и в 10% случаев превышал 10 мм (рис. 2б). Град диаметром более 20 мм (опасное явление) зафиксирован за 5 лет метеорологическими станциями в трех случаях.

Продолжительность выпадения града менее 10 мин отмечалась в 83% случаев, при этом в 55% случаев град продолжался до 5 мин (рис. 2в). Наиболее продолжительный град (от 30 мин до часа) отмечался в 2% случаев. Статистическая мода продолжительности выпадения града составляет 3 мин при среднем арифметическом значении на территории 7 мин. Сопоставление характеристик града в условиях современного изменения климата с данными за период 1936—1965 гг. позволило выявить тенденцию двукратного увеличения числа дней с продолжительным градом (30—60 мин), а также с градом большего размера (диаметром более 10 мм). Замечено, что в 2015—2019 гг. град диаметром менее 10 мм имел, как правило, небольшую продолжительность, лишь в 20% случаев он продолжался более 10 мин. Град диаметром более 10 мм продолжался более 10 мин уже в 25% случаев, что часто приводило к формированию на подстилающей поверхности слоя градин до 10—15 см.

Среднее многолетнее число дней с градом диаметром 5 мм составляет 0,2—2,6 за год. Наибольшее число дней с градом отмечается вдоль границ Алтайского края, что объясняется вкладом процессов вынужденной кон-

векции на наветренных склонах Южно-Сибирских гор (включающих Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау и предгорья Алтая). Так, град отмечается ежегодно преимущественно в районах с высотой местности более 300 м над уровнем моря. Максимальная повторяемость града фиксируется на западных склонах Кузнецкого Алатау (станция Центральный Рудник, высота 495 м) и в предгорье Алтая (станция Шебалино, высота 862 м). Также выделяется область повышенной повторяемости града в районе Обского водохранилища. Гипотетически это может быть связано с влиянием дополнительного притока водяного пара на развитие конвективной облачности в этом районе.

### 3.3. Характеристика верхней границы конвективной облачности

Показателем мощности конвективных процессов, формирующихся над территорией, является высота верхней границы конвективной облачности ( $H_{вг}$ ). Нередко в климатические модели внедряют параметризации молниево-активности, связывающие частоту молниевых вспышек с характеристиками конвективной облачности, в частности с высотой ее верхней границы [9]. Остановимся на этом параметре подробнее, поскольку подобных исследований для территории Западной Сибири немного.

За верхний уровень развития кучево-дождевых облаков принимают так называемый уровень равновесия, или уровень выравнивания температур. На этом уровне температура поднимающейся частицы становится равной температуре окружающего ее воздуха и восходящее движение прекращается [28]. Свойства конвективных облаков существенно зависят от физико-географических особенностей района. Известно, что на территории Северного Кавказа высота верхней границы мощных кучево-дождевых облаков — более 11 км [11], на северо-западе России достигает 11,7 км [17]. Над европейской частью России в весенне-летний конвективный сезон кучево-дождевые облака чаще всего достигают изобарической поверхности 300 гПа, что соответствует примерно 9 км [22].

Согласно данным работы [19], высота верхней границы мощных кучевых облаков над Западной Сибирью, над территорией Тюменской области и Красноярского края, не превышает 6 км. Информация справочников [13] подтверждает эти данные. Однако результаты исследований более поздних лет позволяют предполагать, что конвективная облачность над Западной Сибирью может достигать гораздо больших высот [1].

В настоящей работе проанализированы характеристики кучево-дождевых облаков над юго-востоком Западной Сибири в дни, когда над исследуемой территорией были зарегистрированы грозы и град. Для большей достоверности исследований были выбраны даты, когда в районах вблизи аэрологических станций грозы отмечались не менее чем на трех метеостанциях. Выявлено, что при отмечаемых различиях высоты верхней границы кучево-дождевых облаков в разные месяцы грозового сезона значения  $H_{вг}$ , как правило, составляли 6—8 км (450—350 гПа). Средняя высота верхней границы кучево-дождевых облаков в июне увеличивается к югу территории в среднем на 300 м на 100 км, в июле и августе различий практически нет.

**Средняя и максимальная высота верхней границы (м) кучево-дождевой облачности в дни с грозой и градом по данным аэрологических станций Западной Сибири**

Станция	N	Средняя $H_{\text{вр}}$			Максимальная $H_{\text{вр}}$		
		июнь	июль	август	июнь	июль	август
Салехард	121	5600	6800	5800	10600	12000	11000
Туруханск	174	6000	7100	5000	11500	11800	10600
Ханты-Мансийск	189	6300	7100	6200	12100	11500	11500
Александровское	409	7000	7200	6200	12000	12000	11200
Колпашево	363	6600	7900	7600	12400	12000	12000
Барабинск	228	7300	8100	8000	11200	11500	11500
Новосибирск	154	5200	7200	6200	10800	11200	11400

Примечание. N — число случаев.

Особый интерес представляет такая характеристика, как максимальная высота верхней границы кучево-дождевых облаков над Западной Сибирью. Получено (см. таблицу), что она может достигать поверхности 200 гПа и даже несколько превышать ее при значениях среднеквадратического отклонения 1000—1500 м.

По данным исследований для европейской части России [16], мощное кучево-дождевое облако чаще всего достигает изобарической поверхности 300 гПа. Для уточнения характеристик конвективной облачности над Западной Сибирью, полученных по результатам аэрологического зондирования, были рассмотрены тематические продукты дешифрирования облачности по данным радиометра AVHRR. Время сканирования выбиралось максимально приближенным ко времени выпадения града (расхождение не более часа), рассматривались случаи за май — август 2015—2018 гг. (всего 84 случая). Получено, что средняя высота верхней границы облачности, из которой выпадает град, составляет 10, 11 и 11,5 км соответственно для июня, июля и августа, что согласуется с результатами аэрологических измерений. Наглядным подтверждением этого служит представленный на рис. 3 пример спутниковых данных о верхней границе облачности в случае выпадения града в районе станций Майск (57° с. ш., 77° в. д.) и Новый Васюган (58°34'N 76°29'E) 14 июля 2016 г.

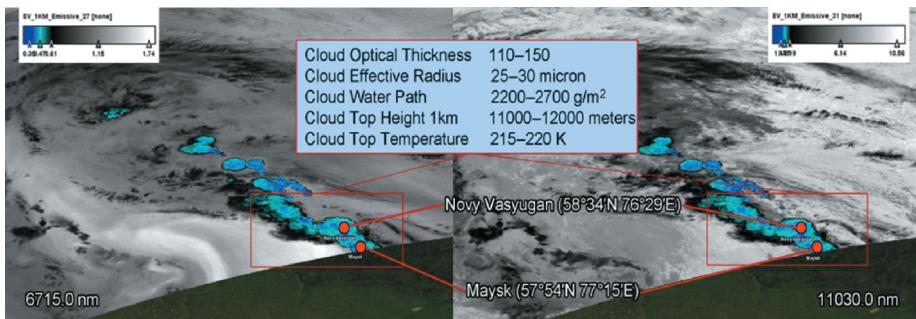


Рис. 3. Спутниковый снимок градовой облачности в 7 ч 30 мин ВСВ 14 июля 2016 г. в районе пунктов Майск (град выпал в 7 ч 15 мин ВСВ, диаметр градин 10 мм) и Новый Васюган (град диаметром 7 мм зарегистрирован в 7 ч 7 мин ВСВ).

Спутник “Terra”. Обработка спутниковых данных проводилась в оболочке BEAM Visat. Для выделения облачности, производящей град, в каналах 6715 и 11030 нм (MODIS\_L1) применена цветовая шкала, где минимальные значения сигнала выделены синим цветом, остальные — оттенками серого.

Как видно на рисунке, аналогичная облачность с возможностью продуцирования града отмечается в северо-западном направлении относительно метеостанций, зафиксировавших град, но из-за редкой сети наблюдений факт выпадения града в этом направлении не установлен.

Заметим, в работах [5, 6, 17] показано, что высота верхнего уровня конвекции (или уровня равновесия, который, как ранее было сказано, принимается за верхнюю границу конвективных облаков), определенная по данным спутниковых, радиолокационных зондирований и расчетным методом, совпадает. Следовательно, над территорией Западной Сибири конвективная облачность может в своем развитии достигать высоты 10—11,5 км.

#### 4. Заключение

Таким образом, в результате оценки температурно-влажностных характеристик атмосферы в слое до 500 гПа выявлено в последнее десятилетие увеличение конвективной неустойчивости атмосферы над Западной Сибирью. Граница развития зон активной конвекции при повторяемости дней с грозой ~20—25 в год постепенно в течение трех десятилетий сдвигалась на север и достигла параллели 62° с. ш. Особенно заметное увеличение неустойчивости атмосферы наблюдается в районе, ограниченном координатами 60—62° с. ш. и 75—85° в. д.

Увеличение грозовой активности на территории Западной Сибири отмечено в последнее десятилетие в районе 60—62° с. ш. На 10—15 дней увеличилась продолжительность грозового сезона, число дней с грозой за год — на 4—5 дней.

В условиях изменения климата в Западной Сибири сравнение современных характеристик града с данными за период 1936—1965 гг. выявило тенденцию двукратного увеличения числа дней с продолжительным (30—60 мин) градом, а также увеличения повторяемости града большего диаметра (более 10 мм).

В летний сезон над территорией Западной Сибири верхняя граница мощных кучево-дождевых облаков в дни с грозой и градом достигает уровня 270—280 гПа, в обширных очагах грозовых облаков — 200 гПа.

Работа выполнена в рамках гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 18-45-700010 р\_а.

#### Литература

- 1. Ананова Л. Г., Горбатенко В. П., Луковская И. А.** Особенности радиолокационных характеристик конвективной облачности при шквалах на юго-востоке Западной Сибири. — Метеорология и гидрология, 2007, № 7, с. 51—56.
- 2. Булыгина О. Н., Веселов В. М., Александрова Т. М., Коршунова Н. Н.** Описание массива данных по атмосферным явлениям на метеорологических станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620081; <http://meteo.ru/data/345-atmosfernye-yavleniya-sroki#описание-массива-данных>.
- 3. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации.** — М., Росгидромет, 2014, 1008 с.
- 4. Горбатенко В. П., Ершова Т. В.** Молния как звено глобальной электрической цепи. — Томск, Изд-во ТГПУ, 2011, 204 с.
- 5. Горбатенко В. П., Константинова Д. А.** Конвекция в атмосфере над юго-востоком Западной Сибири. — Оптика атмосферы и океана, 2009, т. 22, № 1, с. 17—21.
- 6. Горбатенко В. П., Кречетова С. Ю., Беликова М. Ю., Нечепуренко О. Е.** Сравнение индексов неустойчивости атмосферы, восстанавливаемых по данным радиозондирования и спектрорадиометра MODIS, в дни с грозами над территорией Западной Сибири. — Метеорология и гидрология, 2015, № 5, с. 10—19.

- 7. Горбатенко В. П., Нечепуренко О. Е., Кречетова С. Ю., Беликова М. Ю.** Верификация параметров неустойчивости атмосферы, восстановленных по данным спектрорадиометра MODIS/Тегга данными аэрологического зондирования. — Оптика атмосферы и океана, 2016, т. 29, № 7, с. 603—607.
- 8. Гордов Е. П., Богомолов В. Ю., Генина Е. Ю., Шульгина Т. М.** Анализ региональных климатических процессов Сибири: подход, данные и некоторые результаты. — Вестник НГУ. Серия: Информационные технологии, 2011, т. 9, № 1, с. 56—66.
- 9. Елисеев А. В., Плосков А. Н., Чернокульский А. В., Мохов И. И.** Связь частоты молний со статистическими характеристиками конвективной активности в атмосфере. — Доклады АН, 2019, т. 485, № 1, с. 76—82.
- 10. Курганский М. В., Чернокульский А. В., Мохов И. И.** Смерч под Ханты-Мансийском: пока исключение или уже симптом? — Метеорология и гидрология, 2013, № 8, с. 40—50.
- 11. Михайловский Ю. П., Синькевич А. А., Павар С. Д., Гопалаクリшнан В., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Богданов Е. В., Курков А. Б., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М.** Исследования развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков. — Метеорология и гидрология, 2017, № 6, с. 31—45.
- 12. Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии “Планета”, Сибирский центр;** <http://www.rcpod.ru>.
- 13. Научно-прикладной справочник по климату СССР**, серия 3 “Многолетние данные”, части 1—6, вып. 20 (Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край). — Л., Гидрометеоиздат, 1993, 647 с.
- 14. Нечепуренко О. Е., Горбатенко В. П., Константинова Д. А., Севастьянов В. В.** Индексы неустойчивости атмосферы и их пороговые значения, оптимальные для прогноза гроз над Сибирью. — Гидрометеорологические исследования и прогнозы, 2018, № 2 (368), с. 44—59.
- 15. Платонов В. С., Новикова Е. В.** Оценка качества воспроизведения современными реаниализами экстремальных метеорологических характеристик в регионе Карского моря. /В сб.: Тезисы конференции к 100-летию со дня рождения М. А. Петросянца “М. А. Петросянц и отечественная метеорология”. — М., Тирекс, с. 48.
- 16. Практикум по синоптической метеорологии.** /Под ред. А. С. Зверева. — Л., Гидрометеоиздат, 1972, 336 с.
- 17. Синькевич А. А.** Конвективные облака северо-запада России. — Л., Гидрометеоиздат, 2001, 106 с.
- 18. Стратегические ресурсы и условия устойчивого развития Российской Федерации** и ее регионов. Краткие итоги реализации Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 13 в 2012—2014 гг. — М., Институт географии РАН, 2014, 166 с.
- 19. Сумин Ю. П.** Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака. — Труды ГГО, 1971, вып. 262, с. 54—69.
- 20. Чернокульский А. В., Козлов Ф. А., Золина О. Г., Булыгина О. Н., Семенов В. А.** Климатология осадков разного генезиса в Северной Евразии. — Метеорология и гидрология, 2018, № 7, с. 5—18.
- 21. Чернокульский А. В., Курганский М. В., Мохов И. И.** Анализ изменений условий смерчегенеза в Северной Евразии с использованием простого индекса конвективной неустойчивости атмосферы. — Доклады АН, 2017, т. 477, № 6, с. 722—727.
- 22. Шметер С. М.** Физика конвективных облаков. — Л., Гидрометеоиздат, 1972, 232 с.
- 23. Abshaev M. T., Abshaev A. M., Malkarova A. M.** Estimation of antihail projects efficiency considering the tendency of hail climatology change. /In: Proceedings of the 10th WMO Scientific Conference on Weather Modification. — World Meteorological Organization, 2012, pp. 1—4.
- 24. Allen M. T.** The characteristics of United States hail reports. 1955—2014. — Electron. J. Severe Storms Meteorol., 2014, vol. 10, No. 3, pp. 1—31.
- 25. Copernicus Climate Change Service.** ERA5 Hourly Data on Single Levels from 1979 to Present; <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview>.
- 26. Kostornaya A. A., Saprykin E. I., Zakhvatov M. G., and Tokareva Y. V.** A method of cloud detection from satellite data. — Russ. Meteorol. Hydrol., 2017, vol. 42, No. 12, pp. 753—758.
- 27. Sinkevich A. A., Mikhailovskii Y. P., Dovgalyuk Y. A., Veremei N. E., Bogdanov E. V., Adzhiev A. K., Abshaev A. M., and Malkarova A. M.** Investigations of the development of thunderstorm with hail. Part 1. Cloud development and formation of electric discharges. — Russ. Meteorol. Hydrol., 2016, vol. 41, No. 9, pp. 610—619.
- 28. Takahashi H. and Luo Z.** Where is the level of neutral buoyancy for deep convection? — Geophys. Res. Lett., 2012, vol. 3, L15809, 6 p.
- 29. University of Wyoming.** Department of Atmospheric Science; <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.
- 30. Volkova E. V. and Uspenskii A. B.** Detection of clouds and identification of their parameters from the satellite data in the daytime. — Russ. Meteorol. Hydrol., 2007, vol. 32, No. 12, pp. 723—732.

## Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины

П. А. Торопов\*, \*\*, М. А. Алешина\*\*,  
Г. А. Носенко\*\*, Т. Е. Хромова\*\*, С. А. Никитин\*\*

*Анализ спутниковых снимков показал, что за последние 50 лет площадь оледенения Горного Алтая уменьшилась на 25%, при этом в 2008—2017 гг. скорость деградации ледников увеличилась в 2 раза. Эта тенденция хорошо согласуется с наблюдаемым увеличением расхода воды в р. Катунь на 9% в 2008—2017 гг. по сравнению с 1940—1968 гг. (при неизменной сумме осадков). Анализ трендов метеорологических величин на основе станционных данных и результатов реанализа ERA-Interim показал, что статистически значимое потепление в регионе происходит только в теплое полугодие и не превышает 0,5°C/10 лет. За счет этого турбулентный теплообмен атмосферы с ледниками за последние 40 лет увеличился на 4 Вт/м<sup>2</sup>, что вызвало увеличение за год слоя стаивания на 100 мм в водном эквиваленте (в. э.). Однако основной причиной сокращения ледников Алтая является рост приходящей коротковолновой радиации, который составил 5 Вт/м<sup>2</sup> за 10 лет и увеличил слой стаивания на 365 мм в. э. в год. Положительный тренд радиационного баланса хорошо согласуется с уменьшением количества общей облачности, что связано с увеличением дивергенции влаги, геопотенциала и ослаблением зональной циркуляции в средней тропосфере.*

**Ключевые слова:** оледенение Горного Алтая, горная метеорология, гляциология, региональная климатология, реанализ ERA-Interim.

### Введение

В последние десятилетия отмечается стремительное сокращение оледенения в основных горно-ледниковых районах мира, тренд которого составляет 0,5—1%/год [21]. Согласно прогностическим расчетам, выполненным на основе сценариев IPCC, в начале XXI в. некоторые горные системы практически полностью лишатся ледников [23]. Для стран, климат которых характеризуется значительным дефицитом влаги (Киргизия, Таджикистан, Казахстан, Перу, Чили и др.), это может обернуться катастрофической нехваткой пресной воды. Сокращение площади и объема горного оледенения приводит к внутригодовому перераспределению речного стока [10], а также к регионально зависимому изменению горных ландшафтов и повторяемости селевых процессов [27, 38]. Кроме того, таяние горных ледников вносит ощутимый вклад в изменение уровня Мирового

\* Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова; e-mail: tormet@inbox.ru (Торопов Павел Алексеевич).

\*\* Институт географии Российской академии наук.

океана [23]. Перечисленные проблемы инициируют исследования, конечная цель которых — моделирование динамики горных ледников, а также выявление физических механизмов современной деградации оледенения, которые существенно зависят от специфики конкретного горно-ледникового района. Работы по инвентаризации горных ледников и изучению их динамики достаточно успешно проводились еще 30—40 лет назад [2, 10]. Однако появление новых подходов, основанных на совместном анализе спутниковых данных и результатов численного моделирования атмосферы, позволяет более детально исследовать причины деградации ледников в разных регионах планеты. Например, на Кавказе основным фактором современного сокращения оледенения является положительный тренд радиационного баланса, связанный с уменьшением количества общей облачности, что, по-видимому, инициировано увеличением повторяемости антициклонов [37]. Катастрофическая деградация ледового массива Килиманджаро в первую очередь определяется растущим дефицитом осадков [28]. В горах Индонезии главным фактором дегляциации является стремительный рост доли жидких осадков в годовой сумме, связанный с существенным увеличением высоты снеговой линии таким образом, что большая часть горного оледенения оказывается ниже нее [30]. В тропических Андах ледники сокращаются на фоне быстро растущих температур и высоты снеговой линии [32], похожая ситуация, судя по всему, складывается на Полярном Урале [7]. При этом в Альпах деградация оледенения определяется как положительным трендом компонентов теплового баланса [36], так и отрицательной аномалией количества осадков, частично связанной с преобладанием в последние десятилетия положительной фазы атлантической мультидесятилетней осцилляции [24].

Первые данные о деградации ледников Горного Алтая были опубликованы в работах [8, 35]. Параллельно проводились оценки изменений основных климатических параметров в горах Южной Сибири. В частности, в работе [9] предполагается, что причиной современного изменения гляцио-климатического режима является интенсификация зональных типов циркуляции. В работе [11] сокращение оледенения Алтая в последние 40 лет увязывается с аномально высокими значениями среднегодовой температуры, прежде всего за счет повышения температуры в летний сезон. Похожие предположения, основанные на статистическом анализе данных наблюдений и моделирования, приводятся в работе [35].

В рамках данного исследования выполнена уточненная оценка изменения площади горного оледенения Алтая в 2008—2017 гг. в сравнении с состоянием на 1968 г. Данна достаточно детальная метеорологическая интерпретация сокращения алтайских ледников в XXI в. в сравнении с Большим Кавказом [10, 37]. Обе горные системы расположены субширотно в южной части умеренного климатического пояса. Это макро-географическое сходство обусловливает единство структуры теплового баланса с преобладанием радиационного фактора таяния [4, 14, 15], что позволяет предположить схожесть механизмов современной деградации оледенения.

## Данные и методы

**Методика оценки площади оледенения.** В качестве объекта исследований выбрано оледенение Горного Алтая — самой высокой части Алтае-

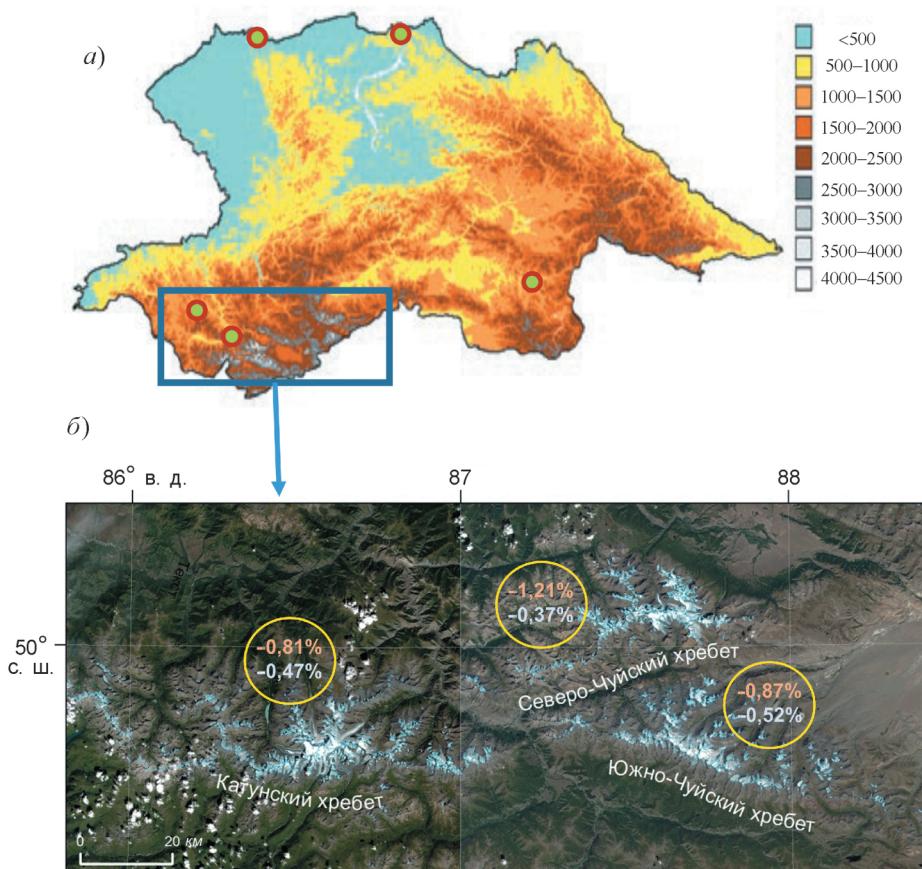


Рис. 1. Динамика оледенения высокогорного Алтая и метеорологическая обеспеченность региона: а) Атлае-Саянский регион (цветная шкала — высота над уровнем моря, м) и его обеспеченность метеорологическими наблюдениями (зеленые кружки — репрезентативные и длиннорядные метеорологические станции); б) среднегодовые тренды площади горного оледенения Алтая (в желтых кругах) за периоды 1968—2009 гг. (белый цвет) и 2008—2017 гг. (розовый).

Саянской горной системы (рис. 1). Для этой территории характерно сочетание обширных поверхностей выравнивания с высокогорным рельефом альпийского типа. Ледники по территории распределены неравномерно и группируются вокруг трех основных горных массивов: Катунского, Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, высотные отметки которых превышают 4000 м. В этом районе распространены разнообразные и многочисленные формы современного оледенения, среди которых преобладают долинные и карово-долинные ледники с обширными областями фирнового питания [2, 5, 6].

Для оценки современных размеров ледников этой горной страны были использованы данные съемок со спутника “Sentinel-2”, выполненных 15 августа 2017 г. Эти снимки обеспечивают единовременный охват всей исследуемой территории. Для оценки трендов площади оледенения в пределах этой же территории были подобраны снимки со спутников “CORONA” (3 сентября 1968 г.) и “ALOS PRISM” (13 августа 2008 г.). Оба

набора снимков дают возможность сравнить изменения границ ледников как за большой (полувековой) временной интервал, так и за последнее десятилетие. Пространственное разрешение снимков со спутников “Sentinel-2”, “CORONA” и “ALOS PRISM” составляет соответственно 10, 3 и 2,5 м. Использованы результаты съемок, выполненных в конце периода аблации соответствующего года, когда площадь, занятая снежным покровом на ледниках и окружающих их склонах, минимальна (чаще всего это середина августа). Таким образом был обеспечен контроль однородности исходных данных. Непосредственно перед процедурой дешифрирования границ ледников все спутниковые снимки были ортотрансформированы и совмещены в картографической проекции UTM WGS 84. В качестве базового изображения использовались снимки со спутника “Sentinel-2”. Среднеквадратичная погрешность при совмещении снимков не превышала 5,3 м. Векторизация границ ледников была выполнена вручную с использованием программы ArcInfo 10.2.2. (<https://doc.arcgis.com/ru>). Погрешностями дешифрирования, обусловленными влиянием облачности и сезонного снежного покрова, можно пренебречь, поскольку на отобранных снимках влияние этих факторов практически отсутствовало. В тех случаях, когда дешифрирование границ ледников осложнялось тенями от соседних горных склонов, применялась функция выравнивания контраста (в рамках программного пакета ENVI 5.0.). Для определения положений ледоразделов в областях питания ледников использовалась цифровая модель рельефа ASTER GDEM V3 (<https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>). Важным источником ошибок определения границ ледников Горного Алтая в области аблации являются моренные отложения, площадь которых изменяется от 3 до 20%. Сравнение результатов дешифрирования границ ледников по спутниковым снимкам с данными наземных измерений, выполненных авторами, показало, что наличие моренного чехла на поверхности ледников дополнительно вносит  $\pm 0,3\%$  в погрешность оценки изменений их площади [35]. Ошибка, обусловленная субъективным фактором, принята равной  $\pm 1,7\%$  в соответствии с данными работы [29]. Минимальное значение площади ледника, которое учитывалось в рамках алгоритма дешифрирования, определяется разрешением снимка “Sentinel-2” и составляет  $0,1 \text{ км}^2$ . Погрешность определения площади оценивали по соотношению площади буферной зоны вдоль периметра ледника к его площади внутри границы, в зависимости от размеров ледника она находилась в диапазоне от  $\pm 2,3$  до  $\pm 7,8\%$ .

**Методика оценки климатических изменений.** В работе анализировали среднемесечные значения приземной температуры воздуха с горизонтальным разрешением 0,75–0,75° из архива реанализа ERA-Interim [18], значения месячных сумм осадков из архива CRU TS 4.02 (Climatic Research Unit Time-Series version 4.02) с разрешением 0,5–0,5° [20]. Положительный опыт использования данных различных реанализов и сеточных архивов для оценки метеорологического режима и климатических изменений в высокогорных районах обсуждается во многих работах (см., в частности, [1, 14, 19, 28, 35]). Данное исследование сфокусировано на анализе современных изменений площади оледенения и климата Горного Алтая, поэтому выбран период с 1979 по 2017 г. Этот временной проме-

жуток характеризуется относительно однородной плотностью мировой наблюдательной сети и более или менее равномерной обеспеченностью спутниковой информацией. В качестве меры климатических и гляциологических изменений используется коэффициент линейного тренда. Проверку значимости регрессии проводили с использованием  $F$ -критерия Фишера, а коэффициентов корреляции — по критерию Стьюдента с уровнем значимости 0,05. Также были проанализированы тренды температуры и осадков за период 1979—2017 гг. по данным пяти метеорологических станций, расположенных в относительной близости от горных хребтов Алтая (рис. 1). Этим трендам уделено достаточно пристальное внимание, поскольку они построены на основе данных наблюдений. Однако из-за низкой плотности метеорологической сети в регионе за основу взяты данные реанализа ERA-Interim о температуре и данные из архива CRU TS об осадках за 1979—2017 гг. Оценка качества этих данных для горных районов подробно выполнялась в работах [1, 37] на примере Кавказа, выявлена хорошая согласованность с натурными данными (нормированный коэффициент корреляции составляет 0,75—0,85 для температуры воздуха и 0,55—0,65 для осадков). В силу макро-географического сходства двух горных систем (Кавказа и Алтая) качество сеточных архивов предполагается примерно одинаковым. Это предположение подтверждается схожими значениями трендов, полученными по данным сеточных архивов и пяти метеорологических станций ([www.meteo.ru](http://www.meteo.ru)). Для того чтобы выявить механизмы климатических аномалий, способствующих деградации оледенения, были выполнены количественные оценки изменений таких характеристик, как влагосодержание столба атмосферы (масса водяного пара в столбе воздуха с сечением 1  $m^2$  от поверхности до внешней границы атмосферы), дивергенция потока влаги, аномалия геопотенциала изобарической поверхности 500  $gPa$ , относительная завихренность. Все эти величины также были взяты из архива реанализа ERA-Interim [18].

## **Результаты оценки динамики оледенения и климата Горного Алтая**

**Динамика оледенения за последние 50 лет.** По результатам дешифрирования спутниковых снимков были построены три временных среза границ ледников Горного Алтая в векторном формате, соответствующие их состоянию на 1968, 2008 и 2017 гг., которые позволили дать количественную оценку площади оледенения и ее изменений (рис. 1б, табл. 1). Полученные данные свидетельствуют о ярко выраженной деградации оледенения Горного Алтая, причем среднегодовая скорость сокращения площади ледников в последние 10 лет почти вдвое превышает тренд, характерный для периода 1968—2008 гг. (табл. 1). Величины трендов регионально зависимы: максимальные значения характерны для Южно-Чуйского хребта (0,52%/год), минимальные — для Северо-Чуйского (0,37%/год). По-видимому, это связано со средними многолетними различиями в сумме осадков — при одном и том же положительном тренде температуры склоны Южно-Чуйского хребта характеризуются более засушливыми условиями, чем Северо-Чуйский хребет. В результате ледники Южно-Чуйского хребта оказываются более чувствительными к потеплению, их площадь сокращается в 1,5 раза быстрее. В целом за последние 50 лет площадь оледенения

Таблица 1

**Площадь ледников Горного Алтая и среднегодовая скорость ее изменения в 1968—2017 гг.**

Хребет	$S, \text{км}^2$			$S, \% \text{ за год}$		
	1968	2008	2017	1968—2008	1968—2017	2008—2017
Катунский	267,3	217,6	198,0	0,47	0,53	0,81
Южно-Чуйский	165,0	130,9	118,0	0,52	0,58	0,87
Северо-Чуйский	151,9	129,5	112,9	0,37	0,52	1,21
Всего	584,2	477,9	428,9	0,46	0,54	0,93

Алтая сократилась примерно на 25% (табл. 1), такие изменения можно назвать катастрофическими. При сохранении современных трендов через 100 лет Горный Алтай полностью лишится ледников. Похожие оценки для горных систем умеренного климатического пояса на основе сценариев IPCC сделаны в работе [23]. Результаты предыдущих оценок динамики сокращения ледников Катунского хребта по снимкам со спутника “ASTER” в 2004 и 2012 гг. также показали увеличение скорости сокращения в 1,5—2,0 раза [8]. Полученные данные позволяют предположить, что коренное изменение режима ледников Горного Алтая произошло на рубеже XX и XXI столетий. Одной из основных причин этих изменений является климатический форсинг.

**Тренды температуры и осадков для теплого и холодного периодов.** Анализ трендов температуры по станционным данным и данным реанализа показывает, что в целом для Алтая-Саянского региона и прилегающих территорий Монголии, Китая и Казахстана характерно статистически значимое повышение средней температуры теплого периода (май — сентябрь), которое в среднем составляет  $0,3^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$  (в июне и июле —  $0,5^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$ ) (рисунок приведен на сайте журнала [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)). В холодный период (с ноября по март) статистически значимые тренды не отмечаются ни по станционным данным, ни по результатам реанализа ERA-Interim. Исключение составляют три метеорологические станции на крайнем востоке изучаемой области. Отсутствие потепления в зимний сезон в южной половине Сибири и даже рост повторяемости отрицательных аномалий температуры в этих регионах [22, 25] хорошо согласуются с сокращением площади арктических морских льдов, которое наиболее ярко проявляется в Баренцевом море [13, 33]. Значительное уменьшение температурного градиента между высокими и средними широтами вследствие ускоренного потепления в Арктике может приводить к ослаблению зонального переноса в средних широтах и, соответственно, похолоданию зимой во внутриконтинентальных районах Северного полушария [34].

Статистически значимых тенденций в изменении годовых и сезонных сумм осадков на территории Горного Алтая не отмечено ни по станционным данным, ни по результатам архива CRU TS (см. рисунок на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)). По данным метеостанций значимое увеличение осадков в холодное полугодие наблюдается на севере Китая и в степных районах Южной Сибири, на востоке исследуемой области. Существенное уве-

личение осадков в зимний период получается по данным архива CRU TS в соседней с Алтаем горной системе Западный Саян. Однако эта тенденция не прослеживается по результатам анализа станционных данных. Значимых изменений осадков не отмечается и в теплое полугодие.

Несмотря на относительно небольшой тренд температуры в летний период в высокогорных районах Алтая, ее аномалия в 2008—2017 гг. по сравнению с периодом 1980—1990 гг. составила около 1°C. Дополнительный приток энергии из-за увеличения потока явного тепла за счет повышения температуры воздуха на 1°C равен примерно  $4 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , что эквивалентно стаиванию 100 мм льда в водном эквиваленте (в. э.). Эта оценка выполнена по аналогии с работой [37], в которой аномалии турбулентного потока тепла оцениваются на основе аэродинамических формул [4, 15] при допущении, что скорость ветра и температура ледовой поверхности в летнее время существенно не изменяются. В реальности важным дополнительным фактором роста турбулентного потока тепла к поверхности ледников может быть возможное увеличение повторяемости фенов в летний сезон [17].

**Изменения радиационного режима теплого и холодного периодов.** Другим важным проявлением регионального отклика на глобальное потепление на Горном Алтае является изменение радиационного режима. Как показал анализ, зимой радиационный баланс над Алтас-Саянской горной страной практически не изменяется, в то время как в теплое полугодие отмечается его статистически значимый рост (см. рисунок на сайте [www.mig-journal.ru](http://www.mig-journal.ru)). По данным реанализа ERA-Interim средняя величина тренда радиационного баланса над алтайскими горами в период с мая по сентябрь составляет  $5 \text{ Вт}/\text{м}^2$  за 10 лет. Таким образом, в последние 10 лет радиационный баланс для теплого полугодия в высокогорных районах Алтая мог оказаться в среднем на  $15 \text{ Вт}/\text{м}^2$  больше, чем в 1980—1990 гг. В терминах теплового баланса ледника это означает, что в течение сезона таяния, активная фаза которого в условиях высокогорного Алтая продолжается с июня по август, горизонтальная поверхность (без учета экспозиции и углов наклона) получает дополнительные  $120 \text{ МДж}/\text{м}^2$  энергии, что эквивалентно стаиванию 365 мм льда в водном эквиваленте. Таким образом, аномалия радиационного баланса дает существенно больший вклад в таяние, чем повышение температуры приземного воздуха в летний сезон. Положительный тренд радиационного баланса на Горном Алтае может обусловливаться двумя факторами: увеличением приходящей коротковолновой радиации и встречного излучения атмосферы из-за повышения ее теплосодержания (как за счет увеличения влагосодержания, так и вследствие антропогенной эмиссии парниковых газов) [31]. При относительной неизменности высокогорных ландшафтов региона можно считать, что их отражательная способность и тепловое излучение изменяются мало (о чем, в частности, свидетельствуют данные реанализа ERA-Interim). Тренд встречного излучения атмосферы над Горным Алтаем не превысил  $1 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Поэтому основной причиной увеличения радиационного баланса можно считать рост приходящей коротковолновой радиации, который хорошо соглашается со статистически значимым уменьшением облачности в теплое время года.

Следует отметить, что к данным реанализа следует относиться осторожно — особенно, если речь идет о таких величинах, как радиационный баланс и облачность, которые отличаются достаточно высоким уровнем ошибок. С другой стороны, в работах [14, 18, 37] показано, что данные реанализов, в том числе и ERA-Interim, в целом неплохо воспроизводят реальную картину климатической изменчивости облачности и радиационного баланса. Также в ряде работ, в частности в работе [31], обсуждается тенденция увеличения радиационного баланса, которая характерна для современных изменений климата и фиксируется по натурным данным.

#### **Возможный гидрологический отклик на деградацию оледенения.**

Информация о динамике площади оледенения в сочетании с оценкой радиационного и термического вклада в их таяние, выполненная выше, позволяет рассчитать возможный вклад деградации ледников Алтая в речной сток. В качестве примера использован бассейн р. Катунь выше с. Тюнгур, по которому имеются результаты длиннорядных наблюдений основных характеристик стока, в том числе среднемесечных и среднегодовых расходов (<https://gmvo.skniivh.ru>). Общая площадь оледенения в выбранной части бассейна в настоящее время составляет  $\sim 115 \text{ км}^2$ , за последние 50 лет она сократилась на 26% (табл. 2). Опираясь на средние многолетние данные об основных компонентах баланса массы презентативного ледника Малый Актру ([www.wgms.com](http://www.wgms.com)) и полагая измеренные значения типичными для ледников бассейна Катуни, можно оценить среднюю многолетнюю ледниковую составляющую стока. По данным измерений, значения летнего баланса массы на леднике Малый Актру в 1970—1990 гг. составляли в среднем  $-950 \text{ мм в. э.}$ , что соответствует типичным значениям для горных ледников Северной Евразии [39]. При этом сумма осадков, выпадающих летом на ледники в диапазоне высот 3000—3500 м, по данным высокогорной метеостанции Кара-Тюрек ([www.meteo.ru](http://www.meteo.ru)), пересчитанная по типично-

Таблица 2

#### **Факторы, определяющие гидрологический режим р. Катунь в верхнем течении (с. Тюнгур) в разные периоды с 1940 по 2017 г.**

Величина	Пункт	Месяцы	Период, годы		
			1940—1968	1968—2008	2008—2017
$S, \text{км}^2$			155	122,6	115,1
$R, \text{мм}$	Кара-Тюрек	XI—IV	110	113	130
	Усть-Кокса	XI—IV	109	110	127
	Кара-Тюрек	VII, VIII	120	118	112
	Усть-Кокса	VII, VIII	160	147	143
$Q, \text{м}^3/\text{с}$	Тюнгур	IV—VI	585	—	632
	Тюнгур	VII, VIII	400	—	436
$Q_{\text{год}}, \text{м}^3/\text{с}$	Тюнгур		270	—	288

*Примечание.* Рассматриваемые периоды не соответствуют рекомендациям ВМО, их выбор определяется наличием данных о площади оледенения в верховьях р. Катунь, полученных авторами (1968, 2008, 2017 гг.), а также наличием данных о расходе воды (за период 1968—2008 гг. эти данные отсутствуют).  $S$  — суммарная площадь 225 ледников в верхней части бассейна р. Катунь (выше устья р. Аргут) в 1968, 2008 и 2017 гг.;  $R$  — сумма осадков;  $Q$  — средний расход воды;  $Q_{\text{год}}$  — среднегодовой расход воды.

му плювиометрическому градиенту для горных систем альпийского типа [16], составляет около 350 мм. Допуская, что большая часть осадков, выпавших на поверхности ледников в летний сезон, уходит в сток, получим, что средний многолетний слой стаивания в летний период составит 1300 мм в. э. Если к этой величине добавить совместный вклад аномалий приходящей солнечной радиации и приземной температуры в летний период в последние 10 лет, то получим увеличение теплового баланса в 2008—2017 гг. на 19  $Bm/m^2$  (или, в пересчете на летний сезон, 151  $MДж/m^2$ ), что эквивалентно стаиванию дополнительных 465 мм в. э. Таким образом, слой стаивания за счет радиационного и температурного эффекта в 2008—2017 гг. мог увеличиться на 36% по сравнению с периодом 1980—1990 гг. Из данных наблюдений следует, что средний расход воды р. Катунь в районе с. Тюнгур, осредненный за июль и август 2008—2017 гг., увеличился на 9% по сравнению с периодом 1940—1968 гг. на фоне практически не изменившихся сумм осадков в летний период (табл. 2). Предполагая, что снежный покров в июле и августе в верхней части бассейна Катуни сохраняется только в зонах аккумуляции горных ледников, наблюдаемое увеличение стока логично связать с увеличением таяния льда из-за положительного тренда теплового баланса.

## Обсуждение результатов

Изменения климата в высокогорных районах Алтая за последние десятилетия сводятся к статистически значимому летнему потеплению на фоне мало изменяющегося режима осадков. При этом основной причиной катастрофического сокращения оледенения на Алтае является положительный тренд радиационного баланса, который хорошо согласуется с отрицательным трендом общей облачности. Интерпретация этих результатов сводится к оценке трендов метеорологических характеристик, неразрывно связанных с изменениями условий атмосферной циркуляции: геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, зональной составляющей скорости ветра и завихренности на этом уровне, дивергенции влаги (рис. 2). На большей части России, за исключением Урала и Западной Сибири, в теплое время года (май — сентябрь) прослеживается статистически значимый положительный тренд геопотенциала в средней тропосфере (рис. 2а). Над южными районами Сибири, включая Алтай, положительные тренды геопотенциала статистически значимы и составляют 5 гп.  $dam/10$  лет. Одновременно с этим над южными районами Сибири, а также над Средней Азией, Монгoliей и Китаем отмечается статистически значимое уменьшение зональной составляющей скорости ветра, в то время как над северной частью Евразии существенных изменений не происходит (рис. 2в). Также следует отметить увеличение интегральной дивергенции влаги над Алтаем (рис. 2г) и некоторый рост относительной завихренности (рис. 2б). Сочетание факторов, приведенных на рис. 2, свидетельствует о том, что причиной уменьшения облачности и, как следствие, увеличения радиационного баланса на юге Сибири (и в частности над Алтаем) может быть рост повторяемости антициклональных условий в период с мая по сентябрь.

В работе [3] дан достаточно подробный обзор повторяемости антициклонов на территории России (в том числе блокирующих ситуаций). В

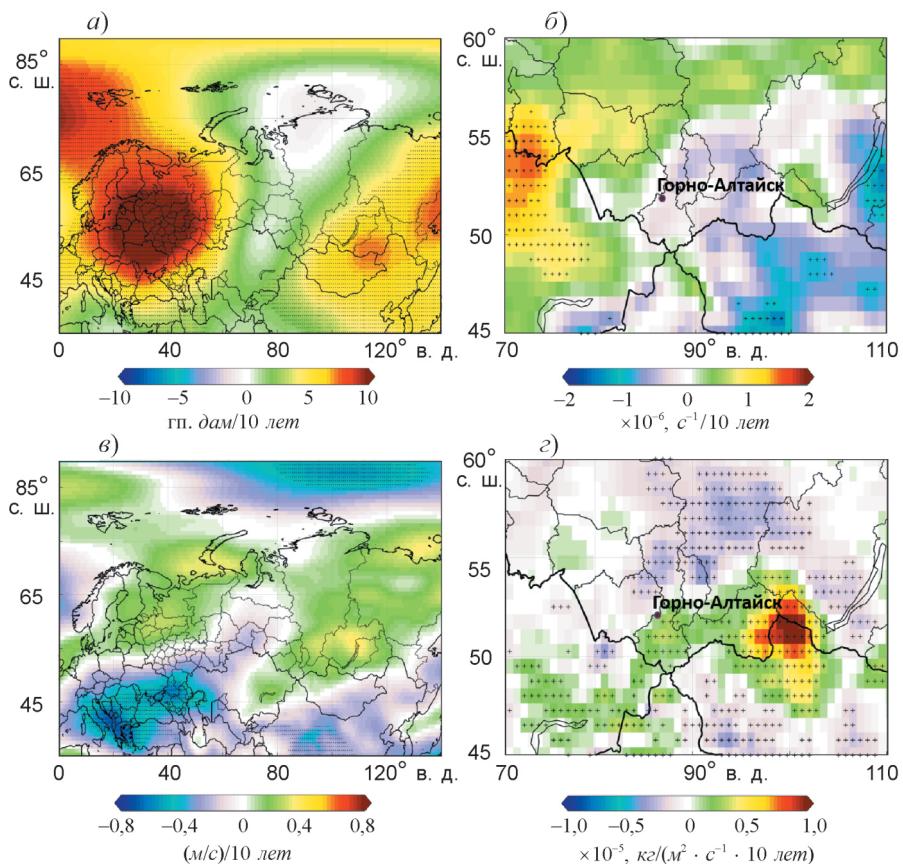


Рис. 2. Коэффициенты линейного тренда высоты изобарической поверхности 500 гПа (а), относительной завихренности (б) и зональной составляющей скорости ветра (в) на уровне 500 гПа и дивергенции влаги в столбе атмосферы (г) по данным реанализа ERA-Interim в Алтае-Саянском регионе за 1979—2017 гг. для теплого периода (май — сентябрь).

Штриховкой выделены области со статистически значимыми трендами (уровень 0,05).

частности, показано, что в 1970—1990-х годах произошло резкое увеличение числа дней с антициклонами над Монголией и южными районами Сибири. Этот результат хорошо согласуется с основными выводами, приведенными в работе [12], согласно которым в последние 20 лет над Северной Евразией и над южными районами Сибири отмечается тенденция ослабления зональных процессов и усиления меридиональных, среди которых основную роль могут играть блокирующие антициклоны, приводящие к положительным аномалиям температуры и радиационного баланса летом. С другой стороны, в работе [9] на основе анализа индекса циркуляции Каца сделан вывод, что зональная циркуляция над югом Сибири в последние десятилетия, наоборот, интенсифицируется. Следует, однако, отметить, что большая часть исследователей, в частности авторы работы [34], не отмечают факт усиления западного переноса над Сибирью. Наоборот, фиксируется его ослабление, которое влечет за собой увеличение повторяемости стационарных волн [33] и, следовательно, вероятности продолжительных аномалий холода в зимние месяцы и аномального тепла в

летние. Результаты, полученные в нашей работе, в целом подтверждают эту достаточно распространенную гипотезу.

Феномен увеличения повторяемости антициклонов в умеренных широтах Северного полушария некоторые исследователи связывают со смещением нисходящей ветви ячейки Хэдли в направлении к полюсам [26]. Этим эффектом можно объяснить рост числа дней с антициклонами на Северном Кавказе [34], однако в центральной части Северной Евразии он вряд ли работает. Более логичным выглядит механизм ослабления западного переноса, следствием которого может быть увеличение повторяемости блокирующих антициклонов [33]. Пока вопрос о механизмах формирования аномальных режимов антициклональной циркуляции в умеренных широтах остается открытым в силу относительно малой изученности динамики и климатологии антициклонов в целом [3].

## Заключение

В рамках данного исследования показано, что за последние 50 лет площадь горного оледенения Алтая сократилась примерно на 25%, причем с начала XXI в. темпы отступания ледников увеличились в 1,5—2 раза. Этот процесс наблюдается на фоне статистически значимого повышения температуры теплого полугодия (в среднем на  $0,3^{\circ}\text{C}/10$  лет), в то время как температурный режим зимы существенно не изменился. Похожие результаты по температурным трендам на Алтае обсуждаются в [35]. Практически неизменным на Алтае остался и режим осадков. Увеличение приземной температуры воздуха в летний период привело к положительной аномалии притока тепла к поверхности льда за счет турбулентного теплообмена, составляющей  $4 \text{ Вт}/\text{м}^2$  в 2008—2017 гг. по сравнению с 1980—1990 гг. Другим важным фактором в этот период стала положительная аномалия радиационного баланса за счет приходящей коротковолновой радиации, которая составила  $15 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Таким образом, суммарная аномалия теплового баланса в 2008—2017 гг. достигла  $19 \text{ Вт}/\text{м}^2$  и по всей видимости стала причиной увеличения слоя стаивания на 465 мм в. э. Показано, что наблюданное увеличение стока рек на Горном Алтае в июле и августе на 9% (на примере верхнего течения р. Катунь) на фоне неизмененного количества осадков хорошо согласуется с выполненной оценкой положительной аномалии слоя стаивания.

Положительный тренд радиационного баланса, по-видимому, определяется статистически значимым уменьшением облачности, которое, в свою очередь, тесно связано с увеличением интегральной дивергенции влаги и интенсификацией нисходящих движений. Этим тенденциям соответствуют статистически значимый положительный тренд геопотенциала в средней тропосфере и ослабление зональной циркуляции над Средней Азией, Монголией и Северным Китаем. Все эти факторы в совокупности указывают на увеличение повторяемости антициклональных условий над Южной Сибирью летом, что влечет за собой положительный тренд радиационного баланса, следствием которого становится рост темпов деградации оледенения. Этот процесс играет важную роль в изменении оледенения в силу того, что для ледников южных районов умеренных широт в уравнении теплового баланса доминирующую роль играет радиационный баланс [4,

13]. Именно этим можно объяснить схожесть причин деградации горного оледенения Алтая и Северного Кавказа [34]. Вопрос о генезисе увеличения повторяемости антициклонов на юге Сибири, повлекшего за собой интенсификацию таяния ледников, остается открытым. Одна из наиболее обоснованных версий — уменьшение межширотного градиента температуры в свободной атмосфере из-за потепления Арктики, которое привело к ослаблению западного переноса, увеличению повторяемости стационарных волн и, следовательно, блокирующих антициклонов [11, 31, 33].

Оценка трендов оледенения Алтая выполнена в рамках темы госзадания № 0148-2019-0004, вычисление трендов метеорологических величин произведено в рамках госзадания № 0148-2019-0009, анализ и интерпретация полученных результатов, а также оценки вклада радиационного фактора в деградацию оледенения — в рамках проекта РФФИ № 20-05-00176.

## Литература

1. Алешина М. А., Торопов П. А., Семенов В. А. Изменения температурно-влажностного режима Черноморского побережья Кавказа в период 1982—2014 гг. — Метеорология и гидрология, 2018, № 4, с. 41—53.
2. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. — М., Изд-во РАН, 1997, 392 с.
3. Бардин М. Ю., Платова Т. В., Самохина О. Ф. Изменчивость антициклонической активности в умеренных широтах Северного полушария. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2019, т. 3, с. 32—58.
4. Волошина А. П. Метеорология горных ледников. — Материалы гляциологических исследований, 2002, № 92, с. 3—138.
5. Каталог ледников СССР. Т. 15, Вып. 1. Ч. 4. — Л., Гидрометеоиздат, 1977, 79 с.
6. Никитин С. А. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики. — Материалы гляциологических исследований, 2009, № 107, с. 111—120.
7. Носенко Г. А., Муравьев А. Я., Иванов М. Н., Синицкий А. И., Кобелев В. О., Никитин С. А. Современное состояние и изменения ледников Полярного Урала в период 2000—2018 годов. — Лед и снег, 2020, № 1, с. 35—45.
8. Носенко Г. А., Никитин С. А., Хромова Т. Е. Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок. — Лед и снег, 2015, т. 54, № 2, с. 5—13.
9. Осипова О. П. Количественная оценка интенсивности атмосферной циркуляции на юге Восточной Сибири. — География и природные ресурсы, 2011, № 1, с. 154—158.
10. Панов В. Д. Эволюция оледенения Кавказа. — СПб, Гидрометеоиздат, 1993, 430 с.
11. Плюснин В. М., Иванов Е. Н., Китов А. Д., Шейнкман В. С. Динамика современных ледников в горах юга Восточной Сибири. — География и природные ресурсы, 2017, № 3, с. 118—126.
12. Попова В. В. Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции. — Фундаментальная и прикладная климатология, 2018, т. 1, с. 84—111.
13. Семенов В. А. Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2016, т. 52, № 3, с. 257—266.
14. Торопов П. А., Михаленко В. Н., Кутузов С. С., Морозова П. А., Шестакова А. А. Температурный и радиационный режим ледников на склонах Эльбруса в период аблации за последние 65 лет. — Лед и снег, 2016, т. 56, № 1, с. 5—19.
15. Торопов П. А., Шестакова А. А., Смирнов А. М., Поповин В. В. Оценка компонентов теплового баланса ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) в период аблации в 2007—2015 гг. — Криосфера Земли, 2018, т. 22, № 4, с. 42—54.
16. Barry R. G. Mountain Weather and Climate. — London, Cambridge University Press, 2008, 505 p.
17. Broeke M. R. Momentum, heat and moisture budgets of katabatic wind layer over midlatitude glacier in summer. — J. Appl. Meteorol., 1997, vol. 36, No. 6, pp. 763—774.

- 18. Dee D. P. et al.** The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. — Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 2011, vol. 137, No. 656, pp. 553—597.
- 19. Hardy D. R., Vuille M., and Bradley R. S.** Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. — J. Geophys. Res., Atmos., 2003, vol. 108, No. D22.
- 20. Harris I. P. D. J., Jones P. D., Osborn T. J., and Lister D. H.** Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3.10 Dataset. — Int. J. Climatol., 2014, vol. 34, No. 3, pp. 623—642.
- 21. Hock R., Rasul G., Adler C., Caceres B., Gruber S., Hirabayashi Y., Jackson M., Kaab A., Kang S., Kutuzov S., Milner A., Molau U., Morin S., Orlove B., and Steltzer H.** High mountain areas. /In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. — The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2019.
- 22. Honda M., Inoue J., and Yamane S.** Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. — Geophys. Res. Lett., 2009, vol. 36, No. 8.
- 23. Huss M. and Hock R.** A new model for global glacier change and sea-level rise. — Frontiers in Earth Science, 2015, vol. 3, 54 p.
- 24. Huss M., Hock R., Bauder A., and Funk M.** 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation. — Geophys. Res. Lett., 2010, vol. 37, No. 10.
- 25. Liu J., Curry J. A., Wang H., Song M., and Horton R. M.** Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. — Proc. Nat. Acad. Sci., 2012, vol. 109, No. 11, pp. 4074—4079.
- 26. Lu J., Vecchi G.A., and Reichler T.** Expansion of the Hadley cell under global warming. — Geophys. Res. Lett., 2007, vol. 34, No. 6.
- 27. Milner A. M., Khamis K., Battin T. J., Brittain J. E., Barrand N. E., Fureder L., Cauvy-Fraunie S., Gislason G., Jacobsen D., Hannah D., Hodson A., Hood E., Lencioni V., Olafsson J., Robinson C., and Tranter M.** Glacier shrinkage driving global changes in downstream systems. — Proc. Nat. Acad. Sci., 2017, vol. 114, No. 37, pp. 9770—9778.
- 28. Molg T., Cullen N. J., Hardy D. R., Winkler M., and Kaser G.** Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimanjaro. — J. Climate, 2009, vol. 22, No. 15, pp. 4162—4181.
- 29. Paul F., Barrand N. E., Baumann S., Berthier E., Bolsh T., Casey K., Frey H., Joshi S. P., Konovalov V., Bris R. Le, Moe N. L., Nosenko G., Nut C., Pope A., Racoviteanu A., Rastner P., Raup B., Scharrer K., Steffen S., and Winsvold S.** On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. — Ann. Glaciol., 2013, vol. 54, No. 63, pp. 171—182.
- 30. Permana D. S., Thompson L. G., Thompson E. M., Davis M. E., Lin P.-N., Nicolas J. P., Bolzan J. F., Bird B. W., Mikhalenko V. N., Gabrielli P., Zagorodnov V., Mountain K. R., Schotterer U., Hanggoro W., Habibie M. N., Kaize D., and Gunawan G. S.** Disappearance of the last tropical glaciers in the Western Pacific Warm Pool (Papua, Indonesia) appears imminent. — Proc. Nat. Acad. Sci., 2019, vol. 116, No. 52, pp. 26382—26388.
- 31. Philipona R., Krauchi A., and Brocard E.** Solar and thermal radiation profiles and radiative forcing measured through the atmosphere. — Geophys. Res. Lett., 2012, vol. 39, No. 13.
- 32. Rabatel A., Francou B., Soruco A., Gomez J., Ceballos J. L., Basantes R., and Huggel C.** Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. — The Cryosphere, 2017, pp. 2477—2536.
- 33. Semenov V. A. and Latif M.** Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966—2012. — Environ. Res. Lett., 2015, vol. 10, No. 5, 054020.
- 34. Semenov V. A., Latif M., Jungclaus J. H., and Park W.** Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? — Geophys. Res. Lett., 2008, vol. 35, No. 11, L11701.
- 35. Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., and Muravayev A.** Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model. — J. Geophys. Res., Atmos., 2010, vol. 115, No. D16.
- 36. Thibert E., Dkengne Sielenou P., Vionnet V., Eckert N., and Vincent C.** Causes of glacier melt extremes in the Alps since 1949. — Geophys. Res. Lett., 2018, vol. 45, No. 2, pp. 817—825.
- 37. Toropov P. A., Aleshina M. A., and Grachev A. M.** Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. — Int. J. Climatol., 2019, pp. 4703—4720.
- 38. Zaginaev V., Petrakov D., Erokhin S., Meleshko A., Stoffel M., and Ballesteros-Canovalas J. A.** Geomorphic control on regional glacier lake outburst flood and debris flow activity over northern Tien Shan. — Global and Planetary Change, 2019, vol. 176, pp. 50—59.
- 39. Zemp M., Huss E., Thibert E., Eckert N., McNabb R., Huber J., Barandun M., Machguth H., Nuddbaumer S., Gartner-Roer I., Thomson L., Paul F., Maussion F., Kutuzov S., and Cogley J.** Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. — Nature, 2019, vol. 568, pp. 382—386.

## Эмиссия метана в криолитозоне России и оценка ее воздействия на глобальный климат

О. А. Анисимов\*, С. А. Зимов\*\*,  
Е. М. Володин\*\*\*, С. А. Лавров\*

*Спутниковые данные о концентрации метана в тропосфере и расчеты по модели гидротермического режима многолетнемерзлых грунтов использованы для анализа эмиссии метана в криолитозоне. Изучены источники различной биохимической обусловленности и локализации в долинах крупных рек, термокарстовых озерах, болотах и низменностях. Установлены статистические связи их интенсивности с температурой воздуха, атмосферными осадками, мощностью сезонного слоя и температурой многолетнемерзлых грунтов. С использованием ансамблевого климатического сценария CMIP5 получен прогноз изменения эмиссии метана в криолитозоне на середину ХХI в. При помощи модели земной системы INM-CM48 показано, что прогнозируемое увеличение эмиссии метана на 20 Тг/год приведет к повышению среднегодовой глобальной температуры не более чем на 0,05°С. Проведен анализ неопределенности полученных оценок и рассмотрена альтернативная концептуальная модель быстрых пороговых изменений эмиссии метана.*

**Ключевые слова:** метан, криолитозона, изменение климата, радиационное воздействие, прогноз.

### Введение

Многолетнемерзлые грунты (ММГ), по различным оценкам, содержат 1670—1850  $\text{Pg}$  ( $1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ г}$ , или миллиард тонн) углерода [14, 23, 25]. Это в 12 раз больше, чем во всех тропических лесах, вдвое больше, чем в атмосфере, и больше, чем во всех разведанных запасах нефти. Примерно такое же количество содержат все почвы планеты, но если в почвах богатый органикой слой составляет дециметры, а органика представлена в основном медленно разлагающимся гумусом, то в криолитозоне на половине территории мощность ММГ — метры и десятки метров, в которых органика — хорошо сохранившиеся остатки корней трав [30]. Большая ее часть, около 1024  $\text{Pg}$ , находится в верхнем трехметровом слое [25], который в условиях изменения климата может растаять. В первые три года после оттаивания скорость декомпозиции органики может достигать 2—3% в год [14, 16, 24, 29]. При гипотетическом повсеместном таянии мерзлоты

\* Государственный гидрологический институт; e-mail: anisimov.travel@gmail.com (Анисимов Олег Александрович).

\*\*Северо-восточная научно-экспериментальная станция в п. Черский, Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской академии наук.

\*\*\* Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук.

эмиссия углерода за год может составить порядка 10  $Tg$ , что примерно равно всем антропогенным источникам.

Этот процесс может сдерживать нехватка кислорода. Микроны в оттаявшей мерзлоте настолько активно его потребляют, что за счет диффузии кислород проникает в почву лишь на 0,5—1 м, ниже формируется анаэробная зона. Анаэробные условия имеют место также на всех обводненных территориях. На плоских территориях в просадках полигонального рельефа обычно скапливается вода. Просадки расширяются, объединяются и образуют термокарстовые озера. На равнинах севера они занимают 10—30% территории. Эродируя берега, они расширяются и мигрируют. У эрозионных берегов мерзлота тает, при этом до 30% высвобожденной органики превращается в метан ( $CH_4$ ) [8, 28]. В озерах вдоль эрозионных берегов в полосе шириной несколько десятков метров наблюдается круглогодичный выход пузырькового метана. Это самый мощный природный источник метана — сотни граммов на квадратный метр за год. Пузырьковые потоки настолько сильны, что над ними всю зиму во льду существуют незамерзающие колодцы, через которые метан поступает в атмосферу. В центральных частях озер, где мерзлота растаяла давно, поток метана уменьшается на 2—3 порядка, поскольку лабильная органика уже в основном переработана метаногенами.

Современная глобальная эмиссия метана из всех источников составляет около 580  $Tg/\text{год}$  ( $1 Tg = 10^{12} g$ , или миллион тонн), а его содержание в атмосфере — более 5000  $Tg$ . Это дает радиационный эффект около  $0,48 \text{ Bm/m}^2$ , притом что суммарный эффект всех атмосферных газов составляет  $2,83 \text{ Bm/m}^2$  [18]. Высказываются опасения, что расширение термокарстовых озер и таяние болот Западной Сибири могут быть причиной будущего роста эмиссии метана [10]. В качестве его дополнительного источника рассматривают также субаквальную мерзлоту на шельфе морей Восточной Арктики [26], ее площадь около 2 млн.  $\text{km}^2$ . На шельфе помимо биогенного в атмосферу может поступать метан, образующийся при диссоциации гидратов, находящихся в донных осадках на глубине более 150 м от уровня моря. Их запасы для всего Северного Ледовитого океана оцениваются в 455—2500  $Tg$  С [21]. Газовая проницаемость реликтовой субаквальной мерзлоты близка к нулю, за исключением участков, содержащих талики. Талики существовали еще до затопления шельфа 6—9 тыс. лет назад вблизи геологических разломов, под руслами палеорек и под палеоозерами [22]. Анализ данных показывает, что повышенные концентрации метана на шельфе наблюдаются лишь вблизи таких зон [2]. За их пределами пути для высвобождения метана могут появиться, если оттаивание донных отложений достигнет верхней границы слоя устойчивого состояния гидратов, однако моделирование указывает на то, что в ближайшей перспективе это маловероятно [1, 15, 17].

Единого мнения о том, какое количество метана может поступить в атмосферу при таянии ММГ и насколько это может увеличить глобальную температуру воздуха, пока нет. Приближенно оценить эмиссию метана можно, изучая его концентрацию в атмосфере, измеряемую со спутника: чем больше потоки, тем больше над этим регионом концентрация метана [9]. Наземные наблюдения фиксируют высокие концентрации  $CH_4$  в Тик-

си, меньшие — на м. Барроу на Аляске и еще меньшие — на станции Алерт в Канаде. На макроуровне это повторяет картину уменьшения содержания органики в ММГ, а следовательно, и эмиссии метана от сибирского сектора Арктики к аляскинскому и канадскому.

В данной работе результаты спутниковых наблюдений и модельных расчетов применены для прогноза эмиссии метана в криолитозоне и оценки обусловленного этим изменения глобально осредненной температуры воздуха к середине XXI в.

### Методика и данные

Были рассмотрены следующие величины: концентрация метана в нижней тропосфере в разных районах Арктики ( $C_{\text{CH}_4}$ , млрд<sup>-1</sup> объемных долей); для криолитозоны — мощность ( $Z_t$ , м) и температура ( $T_t$ , °C) сезонноталого слоя за теплый период, среднегодовая температура подстилающей мерзлой толщи ( $T_m$ , °C); среднемесячные значения температуры воздуха, суммы осадков, высота снежного покрова.

Был проведен анализ пространственно-временных закономерностей полей этих величин и выявлены причинно-следственные связи между ними. Акцент был сделан на установлении зависимости эмиссии метана в представительных ландшафтах от влияющих биоклиматических, почвенных и топографических факторов и выборе наилучших предикторов. Для этого использовались данные наблюдений, модель гидротермического режима ММГ [6], а также методы статистического анализа. Были проведены расчеты по модели земной системы Института вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук (ИВМ РАН), в которых оценивались радиационное воздействие и изменение глобально осредненной среднегодовой температуры воздуха, обусловленное эмиссией метана.

Использованы следующие данные:

- результаты длительных (более 40 лет) наблюдений всех изучаемых параметров на Северо-восточной научно-экспериментальной станции в п. Черский и на прилегающей территории Колымской низменности и акватории Колымского залива;

- данные спутниковых измерений концентрации метана в нижней тропосфере ( $C_{\text{CH}_4}$ ) на уровне 850 гПа (около 1,5 км над уровнем моря), полученные с помощью ИК-спектрометра AIRS в период с сентября 2002 г. по декабрь 2019 г. (достиинства и ограничения этих данных рассмотрены в работах [3, 9]);

- данные сети наземных наблюдений за приземной концентрацией метана NOAA на станциях м. Барроу, Алерт и в Тикси;

- данные измерений мощности сезонноталого слоя ( $Z_t$ ) на 68 площадках проекта CALM [5], анализ которых дан в ежегодных Докладах Росгидромета, а также данные измерений температуры ( $T_m$ ) ММГ в 152 скважинах [13] и данные о температуре почвы ( $T_m$ ) на глубине до 3,2 м, получаемые на сети метеостанций Росгидромета (в криолитозоне расположены около 140 станций, ведущих такие наблюдения, данные доступны на сайте ВНИИГМИ-МЦД).

Модель гидротермического режима ММГ применялась в режиме реанализа для пространственно-временного обобщения результатов точечных

наблюдений мощности сезонноталого слоя и температуры ММГ за исторический период. Расчеты проводили с использованием среднемесячных значений температуры воздуха и сумм осадков из сеточного архива данных Университета Восточной Англии CRU TS v4.03. В прогностических расчетах использован ансамблевый климатический сценарий на основе выборки моделей земной системы поколения CMIP5. Метод его построения и прогнозируемые приращения температуры и осадков для климатически однородных регионов криолитозоны описаны в работе [4].

Расчеты проводились в узлах регулярной сетки с шагом 0,5° по широте и 1° по долготе, охватывающей всю криолитозону, для типичных почв криолитозоны, супесей и суглинков, перекрываемых органическим слоем мощностью от 5 до 10 см разной влажности. Учитывалась доля площади, занимаемая болотами в каждой ячейке сетки. Необходимая для этого цифровая “маска” болот была построена нами ранее [11, 12]. Для обработки цифровых карт и спутниковых данных использовалась растровая ГИС Idrisi Selva v.17.00. С учетом того, что ряды спутниковых данных относительно непродолжительны (начало наблюдений — сентябрь 2002 г.), при расчете цифровых карт трендов и оценки их статистической значимости использовалась непараметрическая статистика Кэнделла, дающая наилучшие результаты для небольших выборок данных. При анализе использовали только значимые тренды.

## Результаты

На рис. 1 $a$ — $e$  приведены тренды температуры воздуха и осадков холодного периода (с ноября по апрель) за 2003—2018 гг. В Западной Сибири происходит интенсивное повышение температуры воздуха во все месяцы летнего сезона. Количество осадков в зимний период, определяющее высоту снежного покрова и его отепляющий эффект, изменяется незначительно. В Восточной Сибири картина противоположная. В отсутствие повышения температуры в летние месяцы, а в ряде районов и при ее понижении количество осадков зимой значительно увеличилось. В результате среднегодовая температура ММГ на большей части Восточной Сибири также увеличилась.

Показательные данные для Колымской низменности, полученные на научно-экспериментальной станции в п. Черский (рис. 1 $e$ ). Увеличение высоты снежного покрова за 2012—2016 гг. в сочетании с продолжающимся ростом среднегодовой температуры воздуха вызвали беспрецедентное увеличение мощности сезонноталого слоя и таяние ММГ. До недавнего времени температура ММГ здесь была от −6 до −9°C при среднегодовой температуре воздуха около −11°C. Снежный покров высотой 35—40 см повышал температуру почв примерно на 5°C. За два десятилетия среднегодовая температура воздуха (и почвы) повысилась на 3°C, а в последние годы вдвое увеличилась высота снежного покрова. В результате температура почвы возросла еще на 5°C. Верхние горизонты ММГ прогрелись до 0°C, и в местах, где отсутствовала моховая дернина, началось их таяние. В прошлом почва в низовьях Колымы за лето оттаивала на 35—160 см, а в ноябре — январе полностью промерзала. В 2017 г. в местах, где отсутствовала моховая дернина, мощность сезонноталого слоя резко увеличи-

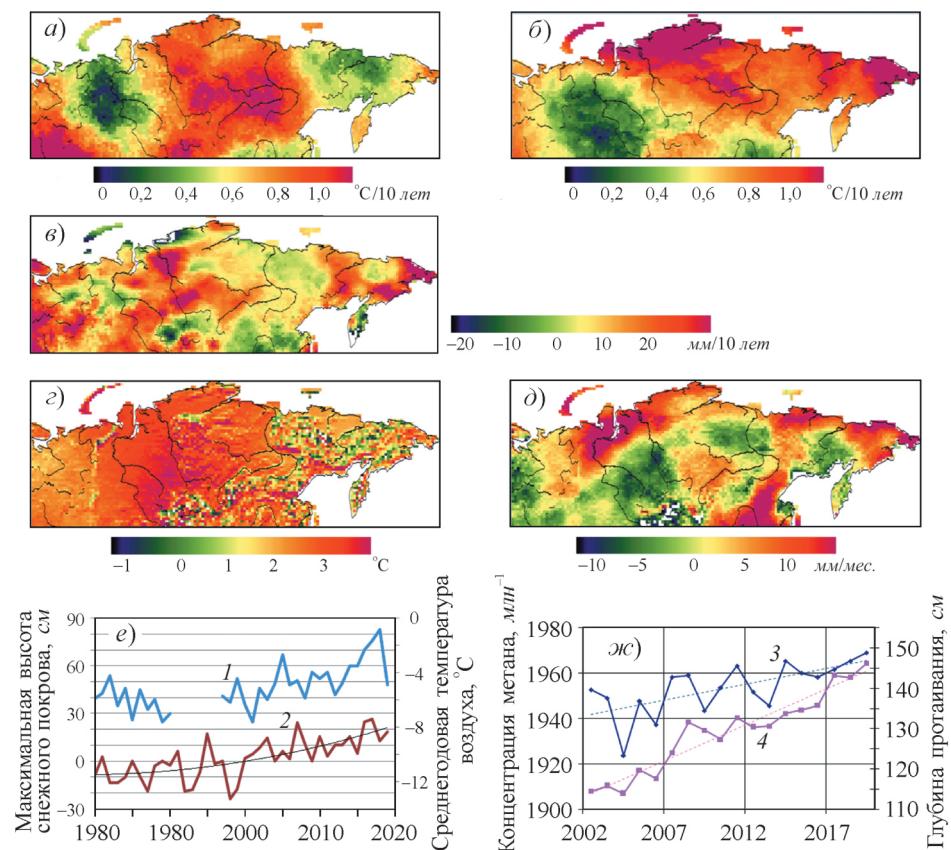


Рис. 1. Тренды летней (а) и среднегодовой (б) температуры воздуха, осадков за ноябрь — апрель (в), прогнозируемое на середину ХХI в. изменение осредненных за июль и август значений температуры (г) и осадков (д) по отношению к среднему показателю за период 2003—2018 гг., а также изменение максимальной высоты снежного покрова (1) и среднегодовой температуры воздуха (2) на Колымской низменности по данным наблюдений в п. Чер斯基 (е) и временной ход рассчитанной по модели ММГ мощности сезонноталого слоя (3) и концентрации метана (4), осредненных по азиатской части криолитозоны (ж).

лась: на обводненных пушицевых болотах — до 0,8 м, а на едомах (сухих водоразделах, подстилаемых плейстоценовыми высокольдистыми суглинками) — до 2,2 м. За последующую зиму из-за обилия снега почва промерзла лишь на 0,4—1,0 м, причем уже к началу июня мерзлый слой растаял и таяние кровли мерзлоты продолжилось. Осенью 2018 г. на сухих едомах мощность талого слоя достигала 3 м, а в местах, пройденных пожаром 70 лет назад, — 5 м. Близкие значения глубины оттаивания были зафиксированы и южнее, в районе г. Среднеколымск.

Осенью 2018 г. станция мониторинга атмосферного CO<sub>2</sub> в бухте Амбарчик зафиксировала резкий рост его концентрации. Это свидетельствует о том, что отмеченное таяние ММГ представляет собой не локальное, а региональное явление.

Зима 2018/19 г. была относительно холодной и малоснежной (рис. 2е), и, казалось бы, талый слой должен был вновь промерзнуть. Однако таяние

ММГ продолжилось, и осенью 2019 г. кровля мерзлоты опустилась на 4,12 м. Произошло это потому, что при декомпозиции в аэробных условиях экзотермическое окисление углерода до диоксида углерода создает положительную обратную связь. Данные наблюдений и расчетов показывают, что если мощность богатого лабильной органикой талого слоя превышает 1 м, то микробного разогрева достаточно для таяния ММГ и без потепления климата [8, 19].

На рис. 1 $\varepsilon$  приведены результаты модельного расчета мощности сезонноталого слоя и спутниковых измерений концентрации метана за июль и август, осредненные по азиатской части криолитозоны. Графики указывают на синфазность изменений этих величин в период 2003—2019 гг., а также на положительные тренды каждой из них. Их связь хорошо описывается линейной регрессией с высоким коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,57$ .

На рис. 1 $\varepsilon$ ,  $\delta$  показаны прогнозируемые на середину ХХI в. изменения в летний период значений температуры и количества осадков по сравнению со средними значениями за 2003—2018 гг. Видно, что выявленные региональные контрасты изменений температуры будут сохраняться. Количество осадков в летний сезон, от которого зависят увлажненность почвы и условия для метаногенеза, значительно увеличится лишь на прибрежных низменностях Западной и Восточной Сибири.

Для оценки точности и ограничений спутниковых данных о концентрации  $\text{CH}_4$  было проведено их сравнение с результатами наземных наблюдений NOAA на станциях м. Барроу, Алерт и Тикси. Оно выявило большие различия  $C_{\text{CH}_4}$  на суше в холодное время года. В работе [9] было показано, что если температура в нижней тропосфере уменьшается с высотой менее чем на  $2,5^\circ\text{C}/\text{км}$ , спутник регистрирует излучение лишь высоких более теплых слоев и “не видит” приземного слоя. Такая ситуация возникает в холодный период в Восточной Сибири из-за устойчивой температурной инверсии. С учетом этого далее в работе использовались спутниковые данные лишь с июня по сентябрь.

Были выявлены артефакты на возвышенностях высотой более 1 км. Так, по спутниковым данным во все месяцы отмечается максимум  $C_{\text{CH}_4}$  над каменистым плато Пutorана, высота которого местами превышает 1600 м, что выше уровня 850 гПа, использованного в работе в качестве границы нижней тропосферы.

Для устранения широтного градиента вместо абсолютных значений концентрации  $\text{CH}_4$  рассматривались их отклонения от среднеширотных значений для территории суши, осредненные за летние месяцы, рассчитанные для текущего года.

На рис. 2 приведены карты разности отклонений среднемесечных значений концентрации  $\text{CH}_4$  от среднеширотных показателей в периоды 2011—2019 и 2003—2010 гг. в июле и сентябре, а также близкие им карты для Восточной Сибири, показывающие линейный тренд этой величины за весь период наблюдений. Июль — время максимальной продукции метана болотами, а сентябрь — время активизации источников, связанных с таянием ММГ и термокарстовыми озерами. На рис. 2 $a$  видно, что в июле повышенные темпы роста  $C_{\text{CH}_4}$  характерны для севера Западной и Центральной Сибири к западу от дельты Лены, а области пониженных значений

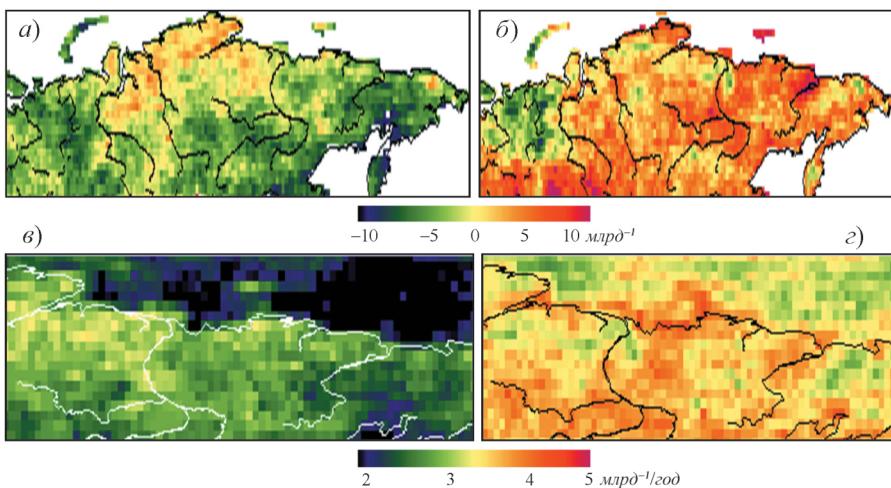


Рис. 2. Разности отклонений среднемесячных концентраций  $\text{CH}_4$  от среднеширотных междудо периодаами 2011—2019 и 2003—2010 гг. в июле (а) и сентябре (б) и тренды этих величин (в, г) для прибрежной низменности Восточной Сибири и морского шельфа.

опоясывают эту территорию с запада, юга и востока (исключение — небольшая область на севере Чукотки). На рис. 2в тренд концентрации метана в июле нигде не превысил  $3,5 \text{ млрд}^{-1}/\text{год}$ , при этом везде на суше и на островах он значительно больше, чем тренд над шельфом морей Восточной Арктики.

Пространственное распределение изменений концентрации метана в атмосфере в июле в целом хорошо объясняется динамикой климата. В Западной и Центральной Сибири летом наблюдалось повышение температуры (рис. 1а). На севере этого региона, где тепла недостаточно, это усилило метаногенез в болотах, а на юге региона, в зоне недостаточного увлажнения, сильное потепление вызвало высыхание болот и мелководных водоемов. На северо-востоке Европы и в районе Колымы наблюдалось понижение температуры в летний сезон. Поэтому продукция метана в болотах здесь уменьшилась. На севере Чукотки температура летом повысилась и метаногенез увеличился. Таким образом, во всех регионах изменения  $C_{\text{CH}_4}$  в июле закономерны.

Как видно на рис. 2а, б, динамика концентрации атмосферного метана в июле и сентябре сильно различается. В сентябре во всей криолитозоне потоки метана как минимум не уменьшились, а на половине ее территории — существенно увеличились (на рис. 2б лишь несколько маленьких зеленых пятен, и приурочены они к скалистым горам, где возможны артефакты). Такую картину можно объяснить увеличением во всем регионе среднегодовой температуры воздуха, от которой зависит температура мерзлоты. Мощность сезонноталого слоя также повсеместно увеличилась (рис. 1ж).

Высокими значениями роста концентрации метана выделяются покрытые чехлом едомных толщ равнины Центральной Якутии и приморских низменностей северо-востока. Это среднее течение р. Яна, район гранди-

озного Батагайского термоцирка, Яно-Индигирская и Обыйская низменности, Новосибирские острова и особенно большое пятно — Колымская низменность. (Для сравнения обратим внимание на большую зеленую область к западу от Урала на северо-востоке Европы: здесь практически нет мерзлоты, и заметный метановый сигнал отсутствует.)

На рис. 2 $\sigma$  можно увидеть даже хорошо известные “горячие точки”, например, ярко-красное пятно вокруг п-ова Быковский на востоке дельты Лены. Этот массив едомы в настоящее время тает со всех сторон. Другая “горячая точка” — пролив Лаптевых, Ляховские острова и Ойягосский яр (этот район — главный мировой поставщик мамонтовых бивней). Значения тренда  $C_{\text{CH}_4}$  в этих регионах около  $4,5 \text{ млрд}^{-1}/\text{год}$ . Так же как и в июле, тренды на шельфе морей Восточной Арктики намного меньше, чем на суше и островах, за исключением прибрежных зон, где идет активная эрозия береговых едом.

Были построены многофакторные регрессии  $C_{\text{CH}_4}$  для каждого месяца теплого сезона (с июня по сентябрь) на следующие предикторы: температура воздуха и суммы осадков текущего и всех предшествующих летних месяцев; рассчитанные для текущего месяца по модели ММГ мощность и температура сезонноталого слоя. Рассчитывали множественный коэффициент корреляции  $R$  и частные коэффициенты корреляции  $r_i$  для каждого предиктора. Расчеты проводили как в отдельных узлах одноградусной сетки, так и с осреднением по маскам, объединяющим однородные по условиям метаногенеза территории. Для устранения артефактов спутниковых данных были исключены ячейки одноградусной сетки, высота которых над уровнем моря превышала 150 м.

На рис. 3 $a$  представлен прогноз приращения концентрации метана в атмосфере по отношению к среднему значению за период 2003—2019 гг., осредненного за два месяца максимального метаногенеза болот (июль и август). Расчет проводили по регрессионной модели с тремя предикторами (среднемесячные значения температуры июля, августа и сумма осадков за эти два месяца) с использованием ансамблевого климатического сценария СМР5 для середины ХХI в. Территории, над которыми прогнозируется увеличение концентрации метана, во многом совпадают с картой заболоченности (рис. 3 $b$ ). К ним относятся мерзлые болота Западной Сибири вблизи Васюганской равнины, низменности среднего участка бассейна р. Вилой и Яно-Индигирская низменность. На остальной территории, согласно регрессионной модели, различные факторы будут в значительной

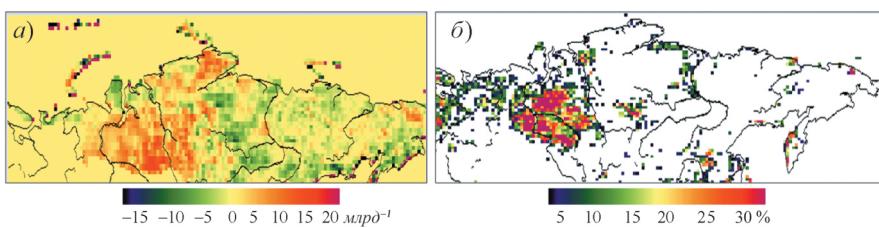


Рис. 3. Прогнозируемое к середине ХХI в. приращение атмосферной концентрации метана над криолитозоной за июль — август по отношению к средней за 2003—2019 гг. (a), а также доля территории, занятая болотами (б).

**Расчетные значения концентрации метана в атмосфере и его потоков из болот криолитозоны для современных и прогнозируемых на середину XXI в. климатических условий**

$C_{\text{CH}_4}$	$S$ , млн. $\text{km}^2$	2003—2019 гг.		2050 г.		
		$C_{\text{CH}_4}$ , $\text{млрд}^{-1}$	$F_{\text{CH}_4}$ , $\text{Tg}/\text{год}$	$C_{\text{CH}_4}$ , $\text{млрд}^{-1}$	$F_{\text{CH}_4}$ , $\text{Tg}/\text{год}$	$k$ , $\text{Tg}/(\text{год млрд}^{-1})$
>0	1,514	5,73	22—28	9,70	37,2—47,4	3,84—4,89
<0	1,351	2,68	2—5	3,09	0—0,36	0,75—1,87

мере компенсировать взаимное влияние. Увеличение температуры и количества осадков будет сопровождаться увеличением мощности сезонноталого слоя, понижением уровня надмерзлотных вод и заглублением анаэробной зоны без существенного ее расширения. В результате при усилении потоков углерода в форме  $\text{CO}_2$  эмиссия метана может остаться на прежнем уровне или уменьшиться.

В таблице представлены оценки современной эмиссии метана из болот криолитозоны  $F_{\text{CH}_4}$  с использованием данных публикаций, обзор которых приведен в работе [20], а также параметры, полученные в результате обработки цифровой карты на рис. 3а. Были рассчитаны превышения концентрации метана над среднеширотным значением в среднем за период 2003—2019 гг., осредненные по территории, где прогнозируется увеличение концентрации метана (красная цветовая гамма на рис. 3а и строка “>0” в таблице, преимущественно в Западной Сибири) и ее уменьшение (зеленая цветовая гамма на рис. 3а и строка “<0” в таблице, преимущественно в Восточной Сибири). Кроме того, были рассчитаны площадь этих территорий  $S$  и прогнозируемые для них на середину XXI в. значения  $C_{\text{CH}_4}$ . Используя эти данные, по аналогии с работой [9], можно дать оценку изменения эмиссии метана, обусловленной таянием болот Западной Сибири (положительные аномалии на рис. 3а), предположив, что она пропорциональна изменению превышения его концентрации над этой территорией над среднеширотным значением.

Принято считать, что эмиссия метана на заболоченных территориях криолитозоны России в настоящее время составляет 24—33  $\text{Tg}/\text{год}$ , из которых 22—28  $\text{Tg}/\text{год}$  приходится на Западную Сибирь [11, 20]. Исходя из этого, можно рассчитать для современных условий коэффициент  $k = F_{\text{CH}_4}/C_{\text{CH}_4}$  и использовать его для прогноза  $F_{\text{CH}_4}$  по рассчитанным для середины XXI в. значениям  $C_{\text{CH}_4}$  (таблица). Согласно этим данным, к середине XXI в. приращение эмиссии составит 15,2—19,4  $\text{Tg}/\text{год}$ . С учетом погрешности расчета эту величину можно принять равной 20  $\text{Tg}/\text{год}$ .

Для оценки радиационного воздействия такого увеличения эмиссии метана и обусловленного этим изменения глобальной температуры воздуха были проведены расчеты по модели земной системы INM-CM48 [27]. Поскольку предполагаемое изменение глобальной температуры воздуха небольшое и может маскироваться естественными колебаниями климата, воздействие дополнительного источника метана на температуру оценивалось следующим образом. С учетом того, что среднее время жизни метана в атмосфере составляет 11 лет, дополнительная эмиссия 20  $\text{Tg}/\text{год}$  увели-

чит  $C_{\text{CH}_4}$  примерно на 80 млрд<sup>-1</sup>. Был проведен численный эксперимент продолжительностью один год, в котором задавались современное значение  $C_{\text{CH}_4} = 1850 \text{ млрд}^{-1}$  и увеличенное  $C_{\text{CH}_4} = 1930 \text{ млрд}^{-1}$ . Радиационное воздействие вычислялось как разность радиационных балансов на верхней границе атмосферы в первом и во втором случаях, его глобально осредненная величина составила 0,05  $Bm/m^2$ .

Согласно данным [18], суммарное антропогенное радиационное воздействие в 2011 г. составило около 2,8  $Bm/m^2$ , поток тепла в океан — около 0,7  $Bm/m^2$ , а обусловленное этим изменение глобально осредненной приземной температуры — около 1,0 С. Это значит, что отношение изменения температуры и воздействия составляет около 0,48°С  $m^2/Bm$ , и воздействию величиной 0,05  $Bm/m^2$  соответствует равновесное глобальное потепление около 0,025°С. Согласно данным работы [7], при увеличении концентрации метана в атмосфере должна увеличиваться также и концентрация тропосферного озона, являющегося парниковым газом. Это должно привести к дополнительному повышению температуры на величину, сопоставимую с прямым воздействием увеличения концентрации метана. Даже в этом случае максимальная оценка влияния эмиссии метана при таянии болот криолитозоны на глобальную температуру будет меньше 0,05°С.

## Обсуждение

Представленные в статье результаты были получены в рамках традиционной научной парадигмы, которая предполагает, что таяние болот будет определять главное воздействие криолитозоны на глобальный климат через увеличение эмиссии метана. Между тем, результаты исследований последних лет свидетельствуют о том, что главным эмитентом метана могут быть не болота, а едома, т. е. богатые древней органикой мерзлые почвы, а также термокарстовые озера. При масштабном таянии ММГ древние почвы повсеместно окажутся в переувлажненных условиях. Верхние горизонты (байджерахи) лишь местами будут аэрированы, а все, что находится ниже их подножий, будет, скорее всего, водонасыщено, и здесь метаногенез будет протекать так же, как под озерами. Если предположить, что под термокарстовыми озерами и переувлажненными депрессиями оттает от 10 до 30% приповерхностных мерзлотных почв, то в оборот поступят 100—300  $Pg$  углерода. До 10% этого объема может высвободиться в форме метана, дав 10—30  $Pg$ . В настоящее время в атмосферу из всех источников ежегодно поступает 0,5—0,6  $Pg$  метана, почти столько же его окисляется в атмосфере в ходе фотохимических реакций.

При таком сценарии уже в ближайшие десятилетия эмиссия метана из ММГ может сравняться с современным суммарным поступлением его в атмосферу или даже превысить этот показатель. На примере Колымской низменности видно, что даже в наиболее холодной части криолитозоны изменение температуры воздуха и высоты снежного покрова в сочетании с эндотермическим саморазогревом, сопровождающим эмиссию  $\text{CO}_2$ , может вызвать быстрое таяние ММГ с последующим формированием анаэробной зоны на глубине более 1—2 м и биогенным образованием метана в этой

зоне. Поскольку фотохимическое окисление  $\text{CH}_4$  не может существенно увеличиться, большая часть высвобожденного из ММГ метана будет накапливаться в атмосфере.

В подобных оценках много неопределенностей, в частности, связанных со временем начала и скоростью развития процессов на разных территориях. Для валидации этого нетрадиционного и не связанного с болотами сценария важно определить, каким метановым сигналом отреагировала мерзлота на современное потепление. Провести такую оценку достаточно сложно, поскольку сигнал от таяния едомы и термокарстовых озер пока слабее болотного. Однако его можно выделить по динамике концентрации атмосферного метана. В Северном полушарии наблюдаются его значительные сезонные вариации — летом из-за активности фотохимических реакций, особенно в низких широтах, концентрация метана уменьшается.

Эмиссия метана из болот происходит в основном в летний сезон, максимальное его продуцирование совпадает с максимумом температуры. В сентябре в болотах и мелководных озерах севера метаногенез почти прекращается. В глубоких термокарстовых озерах вода еще сохраняет накопленное за лето тепло, прогревая толщу донных осадков. В результате максимальные значения температуры почвы, максимальная мощность сезонноталого слоя и метаногенез из неболотных источников отмечаются в осенние месяцы. Самые высокие значения концентрации атмосферного метана наблюдаются на севере Восточной Сибири. Объяснить этот максимум дальним переносом невозможно, поскольку концентрация метана над другой территорией меньше. Осенне-зимним источником  $\text{CH}_4$  может быть тающая едома. Оценить местоположение и мощность этих источников можно с помощью карт пространственного распределения и динамики концентрации атмосферного метана. Летний рост концентрации  $\text{CH}_4$  в первую очередь связан с болотами, а осенний — с таянием ММГ. По спутниковым данным наибольшая скорость роста концентраций метана в XXI в. наблюдается именно в осенний период, что соответствует описанной выше концептуальной модели. Одной из важнейших задач дальнейших исследований являются надежное обоснование и валидация этой модели.

## Выводы

Таким образом, исследования показали пространственную однородность трендов атмосферных концентраций метана над криолитозоной в летний период. Их уменьшение свидетельствует о том, что метаногенез, происходящий в верхних горизонтах болотных толщ за счет анаэробной декомпозиции современной органики, замедляется. Можно сделать вывод, что приблизительно на половине территории криолитозоны изменение климата сопровождается иссушением болот.

В противоположность этому тренды концентрации метана в сентябре над криолитозоной увеличились. Это свидетельствует о повсеместном усилении метаногенеза за счет древней органики, поступающей из тающей мерзлоты. Изменения концентрации  $\text{CH}_4$  над криолитозоной синфазны рассчитанным по модели изменениям мощности сезонноталого слоя. При этом мощные максимумы  $C_{\text{CH}_4}$  локализованы в районах, где началось активное таяние мерзлоты. Вклад древней органики в процесс метаноген-

неза, судя по всему, превысил вклад органики, сформированной современной растительностью. Можно заключить, что наблюдаемый в последние годы значительный рост концентрации атмосферного метана на севере обусловлен, прежде всего, таянием ММГ, а не усилением его эмиссии из болот.

Свидетельств существенной эмиссии метана с акватории сибирских морей с июня по сентябрь не обнаружено. Наблюдаемые прибрежные максимумы концентрации  $\text{CH}_4$  связаны, вероятно, с активной эрозией и таянием береговых толщ ММГ, а не с субаквальной мерзлотой. Это не подтверждает гипотезу о возможном резком усилении эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики, обусловленном современным таянием субаквальной мерзлоты.

Как показал анализ, данные спутниковых наблюдений за концентрацией метана над криолитозоной можно использовать в качестве оперативного инструмента для мониторинга состояния мерзлоты.

Авторы выражают признательность сотрудникам ГГИ Е. Л. Жильцовой, К. О. Шаповаловой, А. А. Ершовой за помощь в проведении расчетов и при подготовке рисунков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 18-05-60005.

## Литература

- 1. Анисимов О. А., Борзенкова И. И., Лавров С. А. и др.** Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики в контексте прошлых и будущих изменений климата. — Лед и снег, 2012, № 2 (118), с. 97—105.
- 2. Анисимов О. А., Забойкина Ю. Г., Кокорев В. А. и др.** Возможные причины эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики. — Лед и снег, 2014, № 2 (54), с. 69—81.
- 3. Анисимов О. А., Кокорев В. А.** Сравнительный анализ наземных, морских и спутниковых измерений метана в нижней атмосфере российской части Арктики в условиях изменения климата. — Исследования Земли из космоса, 2015, № 2, с. 20—33.
- 4. Анисимов О. А., Кокорев В. А.** Климат в арктической зоне России: анализ современных изменений и модельные проекции на XXI век. — Вестник МГУ, 2016, № 1, с. 61—69.
- 5. Кокорев В. А., Ершова А. А., Анисимов О. А.** Вэб-портал о вечной мерзлоте, 2018; <http://www.permafrost.su>.
- 6. Лавров С. А., Анисимов О. А.** Моделирование гидротермического режима грунтов: описание физически полной динамической модели и сравнение расчетов с наблюдениями. /В сб.: Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем. Под ред. Ю. А. Израэля. — М., НИЦ “Планета”, 2011, с. 241—255.
- 7. Смышляев С. П., Мареев Е. А., Галин В. Я. и др.** Моделирование влияния выбросов метана из арктических газовых гидратов на региональные изменения состава нижней атмосферы. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2015, т. 51, № 4, с. 472—483.
- 8. Чупрынин В. И., Зимов С. А., Молчанова Л. А.** Моделирование термического режима почвогрунтов с учетом биологического источника тепла. — Криосфера Земли, 2001, т. 5, № 1, с. 80—87.
- 9. Юрганов Л. Н., Лейфер А., Майр К. Л.** Сезонная и межгодовая изменчивость атмосферного метана над морями Северного Ледовитого океана по спутниковым данным. — Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2016, № 2 (13), с. 107—119.
- 10. Ahmed N.** Seven facts you need to know about the Arctic methane timebomb. /In: The Guardian, 2013; [www.theguardian.com/environment/earth-insight/2013/aug/05/7-facts-need-to-know-arctic-methane-time-bomb](http://www.theguardian.com/environment/earth-insight/2013/aug/05/7-facts-need-to-know-arctic-methane-time-bomb).
- 11. Anisimov O.** Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission. — Environ. Res. Lett., 2007, No. 2; doi: 10.1088/1748-9326/2/4/045016.
- 12. Anisimov O. A. and Reneva S. A.** Permafrost and changing climate: the Russian perspective. — Ambio, 2006, vol. 35, No. 4, pp. 169—175.

- 13.** AWI Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) database.— Potsdam, AWI, 2019; <https://gtnp.arcticportal.org/>.
- 14.** Christensen T. R., Rysgaard S., Bendtsen J., et al. Arctic carbon cycling. /In: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) Report of Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2017, pp. 203—218.
- 15.** Dmitrenko I. A., Kirillov S. A., Tremblay B., et al. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic: Potential for subsea permafrost instability. — J. Geophys. Res., 2011, vol. 116, C10027; doi: 10.1029/2011JC007218.
- 16.** Elberling B., Michelsen A., Schadel C., et al. Long-term CO<sub>2</sub> production following permafrost thaw. — Nature Climate Change, 2013, No. 3, pp. 890—894.
- 17.** Frederick J. M. and Buffett B. A. Taliks in relict submarine permafrost and methane hydrate deposits: Pathways for gas escape under present and future conditions. — J. Geophys. Res.: Earth Surface, 2014, vol. 119, No. 2, pp. 106—122; doi: 10.1002/2013jf002987.
- 18.** IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 2013, 1535 p.
- 19.** Khvorostyanov D. V., Krinner G., Ciais P., et al. Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part I: Model description and role of heat generated by organic matter decomposition. — Tellus B, Chem. and Phys. Meteorol., 2008, vol. 60, No. 2, pp. 250—264.
- 20.** Masyagina O. V., Menyailo O. V. The impact of permafrost on carbon dioxide and methane fluxes in Siberia: A meta-analysis. — Environ. Res., 2020, vol. 182, pp. 1—16; <https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.109096/>.
- 21.** Methane as an Arctic Climate Forcer: Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).— Oslo, Norway, 2015, 139 p.
- 22.** Overduin P. P., Liebner S., Knoblauch C., et al. Methane oxidation following submarine permafrost degradation: Measurements from a central Laptev Sea shelf borehole. — J. Geophys. Res.: Biogeosciences, 2015, vol. 120, No. 5; doi: 965-978.10.1002/2014jg002862.
- 23.** Schuur E. A. G., McGuire A. D., Schaudel C., et al. Climate change and the permafrost carbon feedback. — Nature, 2015, vol. 520, No. 9, pp. 171—179; doi: 10.1038/nature14338.
- 24.** Schaudel C. E., Schuur E. A. G., Bracho R., et al. Circumpolar assessment of permafrost C quality and its vulnerability over time using long-term incubation data. — Global Change Biology, 2014, vol. 20, pp. 641—652.
- 25.** Tarnocai C., Canadell J. G., Schuur E. A. G., et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. — Global Biogeochem. Cycles, 2009, No. 23; GB2023.10.1029/2008GB003327.
- 26.** Thornton B. F., Geibel M. C., Crill P. M., et al. Methane fluxes from the sea to the atmosphere across the Siberian shelf seas. — Geophys. Res. Lett., 2016, vol. 43, pp. 5869—5877; doi: 10.1002/2016GL068977.
- 27.** Volodin E. M., Mortikov E., Kostrykin S., et al. Simulation of the modern climate using INM-CM48 climate model. — Russ. J. Num. Anal. and Math. Model., 2018, vol. 33, No. 6, pp. 367—374.
- 28.** Walter Anthony K. M., Zimov S. A., Grosse G., et al. A shift of thermokarst lakes from carbon sources to sinks during the Holocene epoch. — Nature, 2014, vol. 511, pp. 452—456.
- 29.** Zimov S. A., Davydov S. P., Zimova G. M., et al. Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool. — Geophys. Res. Lett., 2006, vol. 33, No. 20, pp. 4821—4836.
- 30.** Zimov S. A., Schuur E. A. G., and Chapin F. S. Permafrost and the global carbon budget. — Science, 2006, vol. 312, No. 5780, pp. 1612—1613.

Поступила в редакцию 26 II 2020 г., после доработки 18 III 2020 г., принятая к публикации 17 IV 2020 г.

**Примечание редакции.** Статьи, также посвященные исследованию изменения климата:

“Климатические изменения в Приволжском федеральном округе в XIX—XXI веках” (авторы — Ю. П. Переведенцев, Б. Г. Шерстюков, К. М. Шанталинский, В. В. Гурьянов, Т. Р. Аухадеев) и

“Летний туризм в контексте будущих изменений климата России: оценки по большому ансамблю условных прогнозов высокого разрешения” (авторы — М. В. Клюева, И. М. Школьник, Ю. Л. Рудакова, Т. В. Павлова, В. М. Катцов), будут опубликованы в журнале “Метеорология и гидрология”, 2020, № 6.

## Всероссийская научная конференция с международным участием “Экология и климат”

25 и 26 февраля 2020 г. в Санкт-Петербурге в Российском государственном педагогическом университете им. А. И. Герцена (РГПУ) была проведена Всероссийская научная конференция с международным участием “Экология и климат”, посвященная 100-летию со дня рождения выдающегося российского климатолога, академика Российской академии наук Михаила Ивановича Будыко.

В конференции приняли участие более 100 человек, представляющие научные организации России, а также ученые из Абхазии, Азербайджана, Белоруссии, Германии, Казахстана, Сирии, США и Эстонии. Участниками конференции были сотрудники 17 академических и четырех отраслевых институтов, 16 университетов и ряда предприятий и организаций Росгидромета. Наряду с известными учеными (31 доктор и 59 кандидатов наук) доклады представили и молодые аспиранты и студенты. По решению Оргкомитета конференции памятная медаль М. И. Будыко за лучший доклад была вручена студентке Российского университета дружбы народов Л. Абдуллиной.

Доклады заслушивались как на пленарном заседании конференции, так и на ее пяти секциях: экология и климатические факторы; климат Земли и его глобальные изменения; Мировой океан и климат; изменения климата в Арктике; климат и гидрология.

Пленарное заседание состоялось 25 февраля в старинном Голубом зале РГПУ им. А. И. Герцена, где была открыта экспозиция, посвященная жизни и научной деятельности М. И. Будыко, по материалам, представленным И. И. Борзенковой и Н. А. Лемешко.

С приветственными словами к участникам конференции обратились академик РАН Г. С. Голицын, ректор Санкт-Петербургского института природопользования, промышленной безопасности и охраны окружающей среды В. Ю. Цветков, декан факультета географии РГПУ им. А. И. Герцена Д. А. Субетто и заместитель председателя Комитета по природопользованию, охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности Санкт-Петербурга И. А. Серебрицкий.

На пленарном заседании (ведущий профессор В. Ю. Цветков) был заслушан ряд докладов по современным глобальным и региональным проблемам состояния окру-

жающей природной среды, роли климата в динамике биосферных процессов. С обзорным докладом, посвященным жизни и научным открытиям выдающегося российского климатолога академика М. И. Будыко, основоположника физической климатологии, автора фундаментальных работ по проблеме современных антропогенных изменений климата и его прогноза, лауреата Ленинской премии за цикл работ по тепловому и радиационному балансу Земли, а также международной премии фонда Асахи “Голубая планета” за работы в области экологии и охраны окружающей среды, выступил А. Г. Лапенис (Университет штата Нью-Йорк, США).

В рамках секционных заседаний конференции обсуждался широкий спектр вопросов, касающихся изменения климата и его влияния на гидрологические и биосфéricные процессы в разных физико-географических регионах Земли. 26 февраля на конференции было заслушано 25 докладов, посвященных проблемам климатологии и гидрологии и взаимодействию между компонентами земной климатической системы.

Конференция продемонстрировала высокий научный уровень современных исследований, тенденцию к совместному рассмотрению междисциплинарных проблем — климатических, экологических, биологических, гидрологических, геохимических, социально-экономических и других, использованию экспериментально-эмпирических методов и математического моделирования, новых информационных технологий. В принятом заключительном документе конференции отмечена научная значимость трудов М. И. Будыко для развития современных климатических и экологических исследований, необходимость изучения антропогенных и естественных причин глобальных и региональных изменений климата и их последствий для природных и социально-экономических систем, а также необходимость сокращения объемов выбросов парниковых газов и повышения внимания органов исполнительной власти к проблемам обеспечения экологической безопасности страны.

*Ю. П. Переведенцев,  
Н. И. Короневич, Н. А. Лемешко,  
В. Ю. Цветков*