

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 82

Научно-теоретический журнал

Издается с октября 2005 года

Выходит 4 раза в год

ISSN 3034-4190

Санкт-Петербург
РГГМУ
2026

УДК 001(051.2)«540.1»
ББК 72я5

Гидрометеорология и экология. № 82. Научно-теоретический журнал. Санкт-Петербург : РГГМУ, 2026. 150 с.

Представлены статьи по наиболее актуальным современным проблемам изучения природной среды: изменениям климата в региональном и глобальном масштабах; мониторингу, моделированию и прогнозированию физических процессов в атмосфере, водах суши и морской среде; влиянию антропогенной деятельности на разнообразные процессы в биосфере, атмосфере и гидросфере Земли. Материал сгруппирован по специальностям. В разделе «Хроника» освещены события жизни университета.

Журнал предназначен для ученых, широкой категории исследователей природной среды, а также аспирантов и студентов, обучающихся по соответствующим специальностям.

Редакционный совет:

Михеев В. Л., канд. юрид. наук, доцент, ректор РГГМУ — *председатель совета*
Агафонов Г. И., д-р техн. наук, академик РАН, председатель совета директоров холдинговой компании «Пигмент»;
Анри де Люмле, PhD, проф., член-корр. Французской академии наук (Франция); **Камболов М. А.**, канд. юрид. наук, вице-президент Национального исследовательского центра «Курчатовский институт»; **Квинт В. Л.**, д-р экон. наук, проф., главный научный сотр. Центрального экономико-математического института РАН; **Кулешов Ю. В.**, д-р техн. наук, проф., зам. начальника Военно-космической академии им. А. Ф. Можайского по учебной и научной работе; **Орыщенко А. С.**, д-р техн. наук, проф., член-корр. РАН, зав. кафедрой СПбПУ; **Поздняков Ш. Р.**, д-р геогр. наук; **Сальников В. Г.**, д-р геогр. наук, проф., декан ф-та географии и природопользования Казахского национального университета им. Аль-Фараби; **Сильников М. В.**, д-р техн. наук, проф., член-корр. РАН, директор Института военно-технического обучения и безопасности СПбПУ; **Федоров М. П.**, д-р техн. наук, проф., академик РАН, СПбПУ; **Холматжанов Б. М.**, д-р геогр. наук, проф. (Узбекистан).

Редакционная коллегия:

Малинин В. Н., д-р геогр. наук, проф. — *главный редактор*
Кондратьев С. А., д-р физ.-мат. наук — *зам. главного редактора*
Гайдукова Е. В., канд. техн. наук, доцент — *отв. секретарь*
Алексеев Г. В., д-р геогр. наук, проф.; **Белоненко Т. В.**, д-р геогр. наук, проф.; **Биденко С. И.**, д-р техн. наук, проф.; **Блиновская Я. Ю.**, д-р техн. наук, проф.; **Вильфанд Р. М.**, д-р техн. наук, проф.; **Вуглинский В. С.**, д-р геогр. наук, проф.; **Гриценко В. А.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Дмитриев В. В.**, д-р геогр. наук, проф.; **Ермаков Д. М.**, д-р физ.-мат. наук; **Зиновьев А. Т.**, д-р техн. наук; **Иванов В. В.**, д-р физ.-мат. наук; **Костяной А. Г.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Кудрявцев В. Н.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Курашов Е. А.**, д-р биол. наук, проф.; **Лобанов В. А.**, д-р техн. наук, проф.; **Мохов И. И.**, д-р физ.-мат. наук, академик РАН; **Мушкет И. И.**, д-р юрид. наук, проф.; **Прошутинский А. Ю.**, д-р физ.-мат. наук (США); **Репина И. А.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Румянцев В. А.**, д-р геогр. наук, проф., академик РАН; **Рябенко В. А.**, д-р физ.-мат. наук; **Смышляев С. П.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Тимофеев Ю. М.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Филатов Н. Н.**, д-р геогр. наук, проф., член-корр. РАН; **Чернышков П. П.**, д-р геогр. наук, проф.; **Шапран Б.**, PhD, ведущий ученый Института морских исследований IFREMER (Франция); **Щукин Г. Г.**, д-р физ.-мат. наук, проф.; **Якушев Д. И.**, д-р техн. наук, проф. СПбУ МВД РФ.

Журнал является продолжением журнала «Ученые записки РГГМУ», который был основан в 2005 г. В 2010 г. он вошел в Перечень ВАК, а в январе 2020 г. переименован в журнал «Гидрометеорология и экология».

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.

Свидетельство ПИ № ФС77-79574 от 27.11.2020 г.

Специализация: метеорология, гидрология, океанология, геоэкология, лимнология, геоинформатика, геофизика, общественные и гуманитарные науки.

Точка зрения редакции может не совпадать с мнением авторов статей.

Журнал входит в Перечень ВАК по направлению науки о Земле и окружающей среде, имеет категорию K2, индексируется в системе CrossRef и включен в базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ), размещенную на платформе Национальной электронной библиотеки (<http://elibrary.ru>). Полнотекстовые версии опубликованных статей в виде pdf-файлов размещаются в Интернете для свободного доступа на сайте журнала <http://www.rshu.ru/university/notes/archive/> сразу же после его выхода.

Журнал включен в Белый список, уровень 3, сентябрь 2025 г.

При перепечатке материалов ссылка на журнал обязательна.

Адрес редакции: Россия, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., д. 79. Тел.: (812) 633-01-88 (доб. 421), e-mail: gio@rshu.ru.

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2026
© Авторы публикаций, 2026

ISSN 3034-4190

The Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation

THE FEDERAL STATE BUDGET EDUCATIONAL
INSTITUTION OF HIGHER EDUCATION
“RUSSIAN STATE HYDROMETEOROLOGICAL UNIVERSITY”

HYDROMETEOROLOGY AND ECOLOGY

№ 82

A theoretical research journal

Published since October, 2005
4 issues a year

ISSN 3034-4190

St. Petersburg
RSHU
2026

UDC 001(051.2)«540.1»
LBC 72я5

Hydrometeorology and Ecology. No. 82. St. Petersburg : RSHU Publishers, 2026. 150 p.

The Journal contains articles on the most relevant contemporary problems of studying the environment: climate change in regional and global scales; monitoring, modeling and forecasting of physical processes in the atmosphere, inland and ocean waters; influence of anthropogenic activity on various processes in the biosphere, atmosphere and hydrosphere of the Earth. The material is grouped by specialty. The "Chronicle" section covers the events of the University life.

The Journal is intended for scientists, a broad category of environmental researchers, as well as post-graduate and graduate students of these specialties.

The Editorial Board:

Mikheev V. L., PhD in Juridical Sciences, Associate Professor, Rector of RSHU — *Chairman*
Agafonov G. I., Grand PhD in Engineering, Academician of the Russian Academy of Sciences, Board Chairman of "Pigment" holding company; **Fedorov M. P.**, Grand PhD in Engineering, Academician of the Russian Academy of Sciences, President of Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University; **Henry de Lumley**, PhD, Professor, Corresponding Member of the Academy of Sciences, France; **Kambolov M. A.**, PhD in Juridical Sciences, Vice-president of the National Research Center «Kurchatov Institute»; **Kuleshov Iu. V.**, Grand PhD in Engineering, Professor, Vice-president of Mozhaisky Military Space Academy for academic affairs and research; **Kholmatazhanov B. M.**, Grand PhD in Geography, Professor, Uzbekistan; **Kvint V. L.**, Grand PhD in Economics, Professor, leading researcher of the RAS Central Economic and Mathematical Institute; **Otryshchenko A. S.**, Grand PhD in Engineering, Professor, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Head of Department at Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University; **Pozdnyakov Sh. R.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Salnikov V. G.**, Grand PhD in Geography, Professor, Dean of Geography and Natural Management Faculty of Al-Farabi Kazakh National University; **Silnikov M. V.**, Grand PhD in Engineering, Professor, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Director of Military-Technical Education and Security Institute of Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University.

Editors:

Malinin V. N., Grand PhD in Geography, Professor — *Editor in Chief*
Kondratev S. A., Grand PhD in Physics and Mathematics — *Deputy Editor in Chief*
Gaidukova E. V., PhD in Engineering — *Executive editor*
Alekseev G. V., Grand PhD in Geography, Professor; **Belonenko T. V.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Bidenko S. I.**, Grand PhD in Engineering sciences, Professor; **Chernyshkov P. P.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Dmitriev V. V.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Ermakov D. M.**, Grand PhD in Physics and Mathematics; **Filatov N. N.**, Grand PhD in Geography, Professor, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences; **Gritsenko V. A.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Ivanov V. V.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Kostyanov A. G.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Kudriavtsev V. N.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Kurashov E. A.**, Grand PhD in Biology, Professor; **Lobanov V. A.**, Grand PhD in Engineering, Professor; **Mokhov I. I.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Academician of the Russian Academy of Sciences; **Mushket I. I.**, Grand PhD in Juridical Sciences, Professor; **Proshutinskiy A. Iu.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, USA; **Repina I. A.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Rumyantsev V. A.**, Grand PhD in Geography, Professor, Academician of the Russian Academy of Sciences; **Ryabchenko V. A.**, Grand PhD in Physics and Mathematics; **Smyshlyaev S. P.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Timofeev Iu. M.**, Grand PhD in Physics and Mathematics; **Shapron B.**, PhD, leading scientist of French Research Institute for Exploitation of the Sea IFREMER (France); **Shchukin G. G.**, Grand PhD in Physics and Mathematics, Professor; **Vilfand R. M.**, Grand PhD in Engineering, Professor; **Vuglinsky V. S.**, Grand PhD in Geography, Professor; **Zinoviev A. T.**, Grand PhD in Engineering Sciences; **Yakushev D. I.**, Grand PhD in Engineering, Professor; SPU MI.

The Journal is continuation of the Journal "Proceedings of RSHU", founded in 2005. In 2010 it was included in the List of the Higher Attestation Commission, and in January 2020 it was renamed into the Journal "Gidrometeorologiya i ekologiya".

The Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media.

Certificate III № ФС77-79574 of November 11, 2020.

Area of expertise: meteorology, hydrology, oceanology, geocology, limnology, geoinformatics, geophysics, social sciences and humanities.

Editorial Board's point of view may not be concurrent with opinion of the authors.

The Journal included in the List of the Higher Attestation Commission in the direction of science of the Earth, has category K2 and the environment is indexed in the CrossRef and RSCI systems and is included in the "Russian Science Citation Index" (RSCI) database, placed on the National Electronic Library platform (<http://elibrary.ru>). Full-text versions of published articles as pdf-files are posted on the Internet for free access on the Journal's website <http://www.rshu.ru/university/notes/archive/> immediately after its publication, afterwards being available on the National electronic library website (<http://elibrary.ru>).

The journal is included in Whitelist, level 3, September 2025.

Any use of this Journal in whole or in part, must include the customary bibliographic citation.

Editorial Office address: 192007, Voronezhskaya str., 79, St. Petersburg, Russia. Phone: (812) 633-01-88 (421), e-mail: rio@rshu.ru.

ISSN 3034-4190

© Russian State Hydrometeorological University (RSHU), 2026
© Authors of publications, 2026

Содержание

Метеорология

- А. Д. Кузнецов, С. В. Крюкова, О. С. Сероухова, Т. Е. Симакина, К. Л. Восканян.* Бифуркации в климатических рядах температур и чувствительность их оценок к погрешностям в исходных данных 7
- М. А. Ткаченко, А. А. Окуличева, Т. Е. Симакина, В. А. Зубов, Е. В. Розанов, С. П. Смышляев.* Композитный анализ влияния стратосферного полярного вихря на приземную температуру в Северном полушарии 21

Климатология

- Н. Энок, В. А. Лобанов.* Современные климатические изменения температуры воздуха в Восточной Африке 39

Океанология

- А. С. Кровнин, С. П. Мельников, Г. П. Мурый.* Влияние крупномасштабных изменений в атмосфере и океане на состояние запасов тресковых рыб Северного полушария. Часть I. Северная Атлантика 54
- В. Н. Малинин, М. Д. Кудель.* Межгодовая изменчивость осадков над акваторией Каспия по спутниковым данным для периодов повышения и понижения уровня 75

Гидрология

- С. А. Канашин, Л. С. Банищикова.* Прогноз сроков появления льда и установления ледостава на озерах Кольского полуострова 90
- В. М. Сакович, А. В. Сикан, А. А. Железная.* Расчет минимального летне-осеннего стока рек бассейна Камы при отсутствии данных гидрометрических наблюдений в современных условиях 103

Геоэкология

- Д. В. Рябчук, Т. Р. Еремина, А. Ю. Сергеев, А. Е. Рыбалко, В. А. Жамойда, А. Г. Григорьев, Е. В. Волощук, Р. А. Дьячковский, А. В. Евдокименко.* Современные седиментационные процессы в восточной части Финского залива 120

Хроника

- Памяти Константина Алексеевича Клеванного 144
- Памяти Ивана Антоновича Степанюка 146
- Памяти Дмитрия Викторовича Чаликова 148

Contents

Meteorology

- A. D. Kuznetsov, S. V. Kryukova, O. S. Seroukhova, T. E. Simakina, K. L. Voskanyan.* Bifurcations in climatic temperature series and the sensitivity of their estimates to errors in the input data 7
- M. A. Tkachenko, A. A. Okulicheva, T. E. Simakina, V. A. Zubov, E. V. Rozanov, S. P. Smyshlyaev.* Composite analysis of the stratospheric polar vortex influence on surface temperature in the northern hemisphere 21

Climatology

- N. Enoch, V. A. Lobanov.* Modern climate changes of air temperature in East Africa 39

Oceanology

- A. S. Krovnin, S. P. Melnikov, G. P. Moury.* Impact of the large-scale variations in the atmosphere and ocean on state of gadid stocks in the Northern Hemisphere. Part 1. The North Atlantic 54
- V. N. Malinin, M. D. Kudel.* Interannual variability of precipitation over the Caspian Sea using satellite data for periods of elevation and lowering of the sea level 75

Hydrology

- S. A. Kanashin, L. S. Bانشchcikova.* Ice formation and freeze-up forecast for lakes on the Kola Peninsula 90
- V. M. Sakovich, A. V. Sikan, A. A. Zheleznaya.* Calculation of the minimum summer-autumn river flow in the Kama basin in the absence of hydrometric observations in modern conditions 103

Geoecology

- D. V. Ryabchuk, T. R. Eremina, A. Yu. Sergeev, A. E. Rybalko, V. A. Zhamoida, A. G. Grigoriev, E. V. Voloshchuk, R. A. Diachkovsky, A. V. Evdokimenko.* Modern sedimentation processes in the eastern part of the Gulf of Finland 120

- Chronicle** 144

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 7—20.
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):7—20.

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК [551.501.724:551.583]:519.6
doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-7-20

Бифуркации в климатических рядах температур и чувствительность их оценок к погрешностям в исходных данных

*Анатолий Дмитриевич Кузнецов,
Светлана Викторовна Крюкова, Ольга Станиславовна Сероухова,
Татьяна Евгеньевна Симакина, Карина Левановна Восканян*

Российский государственный гидрометеорологический университет,
kuznetsov1946@inbox.ru

Аннотация. В работе исследуется влияние инструментальных погрешностей измерения температуры на определение моментов времени (точек бифуркации), соответствующих смене климатических режимов в долгосрочных временных рядах. На примере контрастных климатических зон — арктической (станция Баренцбург) и субтропической (станция Сочи) — выполнен сравнительный анализ чувствительности алгоритма обнаружения бифуркаций к уровню шума в данных. Показано, что даже погрешности, соответствующие современным стандартам точности измерений (десятые доли градуса), могут приводить к неоднозначности в определении момента климатического сдвига, «размывая» его положение на несколько десятилетий. Результаты подчеркивают необходимость учета метрологической неопределенности исходных данных при интерпретации моментов резких климатических изменений, полученных методами нелинейной динамики.

Ключевые слова: бифуркация, климатические временные ряды, изменение климата, погрешность измерений, статистическое моделирование.

Для цитирования: Кузнецов А. Д., Крюкова С. В., Сероухова О. С., Симакина Т. Е., Восканян К. Л. Бифуркации в климатических рядах температур и чувствительность их оценок к погрешностям в исходных данных // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 7—20. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-7-20.

Original article

Bifurcations in climatic temperature series and the sensitivity of their estimates to errors in the input data

*Anatoly D. Kuznetsov, Svetlana V. Kryukova,
Olga S. Seroukhova, Tatyana E. Simakina, Karina L. Voskanyan*

Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg

Summary. This paper examines the influence of instrumental temperature measurement errors on the determination of time points (bifurcation points) corresponding to climate regime changes in long-term time series. Using contrasting climate zones — Arctic (Barentsburg station) and subtropical (Sochi station) — a comparative analysis of the sensitivity of the bifurcation detection algorithm to data noise is performed. The methodology is based on minimizing the sum of squared deviations (SS) in statistical modeling of random errors with a given standard deviation (SD), followed by approximation of the time series by polynomial intervals. It is shown that even errors corresponding to current World Meteorological Organization (WMO) measurement accuracy standards (tenths of a degree) can lead to ambiguity in determining the moment of a climate shift, “blurring” its position over several decades. The dependence of the reliability of bifurcation point localization on the magnitude of the sk is quantitatively assessed. It is established that the Arctic station is characterized by an earlier and more clearly defined bifurcation transition (1961), while the shift at the Black Sea station occurs later (1981) and demonstrates greater sensitivity to noise. The results emphasize the need to consider the metrological uncertainty of the initial data when interpreting abrupt climate change moments obtained using nonlinear dynamics methods.

Keywords: bifurcation, climate time series, climate change, measurement error, statistical modeling.

For citation: Kuznetsov A. D., Kryukova S. V., Seroukhova O. S., Simakina T. E., Voskanyan K. L. Bifurcations in climatic temperature series and the sensitivity of their estimates to errors in the input data *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(7—20). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-7-20. (In Russ.).

Введение

Глобальное изменение климата является сложным процессом, характеризующимся нелинейной динамикой и возможностью резких переходов между качественно различными режимами [1, 2]. Особый научный интерес представляют регионы с выраженной чувствительностью к глобальным изменениям, такие как Арктика, где потепление происходит в 2—4 раза быстрее среднемирового, и относительно стабильные субтропические зоны, такие как Черноморское побережье Кавказа, которые могут выступать в качестве «контрольных точек» или зон запаздывающей реакции [3].

Климатическая система как объект с хаотическим поведением все чаще исследуется в рамках теории динамического хаоса и бифуркаций [4, 5]. Такой подход позволяет выйти за рамки анализа линейных трендов и сосредоточиться на выявлении качественных перестроек в её функционировании. Методы нелинейной динамики активно применяются для анализа климатических индексов и рядов наблюдений, позволяя обнаруживать скрытые структурные сдвиги [6, 7].

Климатические временные ряды, как и большинство геофизических данных, неизбежно содержат инструментальные погрешности, шумы оцифровки, а также обусловлены пространственно-временной неоднородностью сети наблюдений. В связи с этим оценка устойчивости индикаторов переломных точек (таких как точка бифуркации) к ошибкам в исходных данных становится важной задачей современной климатологии. Игнорирование метрологической неопределенности может привести к некорректным выводам о времени наступления и природе климатических сдвигов.

Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО) устанавливает строгие стандарты точности для метеорологических измерений, обеспечивающие сопоставимость данных в глобальном масштабе. Согласно руководству ВМО [8], требуемая точность (погрешность) измерений температуры воздуха у поверхности составляет $\pm 0,1$ °С для климатологических исследований и $\pm 0,2$ °С для синоптических целей. Фактическая точность современных автоматических метеостанций и поверенных приборов часто находится в пределах $0,1$ — $0,3$ °С. Однако для исторических данных, особенно конца XIX — первой половины XX века, погрешности могли быть существенно выше из-за несовершенства приборов, изменений в условиях их размещения и методик наблюдений. До широкого внедрения стандартных метеорологических будок (1920—1930-е гг.) термометры часто размещались у стен зданий, под навесами или в неветилируемых укрытиях, что вызывало систематические погрешности, связанные с радиационным нагревом и застоем воздуха. Даже после внедрения будок их конструктивные особенности и локация площадки вносили дополнительную переменную составляющую в ошибку измерения. Таким образом, при анализе вековых рядов необходимо учитывать, что реальная ошибка данных может меняться во времени и превышать современные стандарты, что напрямую влияет на надежность выявления тонких нелинейных эффектов.

Основа данной работы заложена в цикле исследований авторского коллектива [9—12], посвященных разработке и адаптации методов обнаружения бифуркаций и смен режимов в метеорологических рядах. В работе [9] был проведен масштабный анализ, подтвердивший применимость концепции смены режимов к климату высоких широт и выявивший периоды синхронных изменений. В исследованиях [10, 11] был апробирован методологический аппарат. Ключевым выводом стало понимание существенного влияния выбора диагностической метрики на точность локализации критической точки. Алгоритмический базис был заложен в статье [12].

Таким образом, настоящее исследование является логическим развитием предыдущих работ и ставит следующие цели:

- провести сравнительный анализ моментов бифуркационных переходов в длинных рядах среднегодовых температур для контрастных климатических зон (Арктика и Черноморское побережье);

- дать количественную оценку влияния инструментальной погрешности данных на неопределенность в определении положения точки бифуркации.

Задачи:

1. Проанализировать ряды среднемесячных температур станций Баренцбург (Арктика) и Сочи (субтропики) по 2025 год.
2. Определить «истинные» (базисные) точки бифуркации в предположении об отсутствии ошибок.
3. Методом статистического моделирования (Монте-Карло) изучить, как внесение в данные случайной погрешности с заданным СКО (sk) влияет на стабильность положения найденной точки бифуркации.
4. Установить пороговые значения погрешности, при которых оценка момента сдвига становится статистически неоднозначной.
5. Дать климатологическую интерпретацию полученных результатов с учетом специфики регионов.

Данные, методы и объекты исследования

Для достижения поставленной цели выбраны две станции, репрезентативные для принципиально разных климатических зон:

* Арктическая морская станция Баренцбург (Шпицберген, Норвегия). Координаты: $78^{\circ}04'$ с.ш., $14^{\circ}13'$ в.д. Климат характеризуется отрицательной среднегодовой температурой, малыми годовыми амплитудами (благодаря отепляющему влиянию ветвей Нордкапского течения), высокой влажностью и сильными ветрами. Зима существенно мягче, чем в континентальной Арктике на той же широте. В работе используются данные с 1947 г. по 2025 г. Выбор начальной даты обусловлен наличием регулярных наблюдений после окончания Второй мировой войны, что позволяет исключить неопределённость, связанную с восстановлением пропущенных значений военного периода. Качество инструментальных наблюдений на станции Баренцбург для послевоенного периода не вызывает сомнений [13].

* Приморская субтропическая станция Сочи (Россия, Краснодарский край). Координаты: $43^{\circ}36'$ с.ш., $39^{\circ}43'$ в.д. Влажный субтропический климат характеризуется мягкой зимой с положительными среднемесячными температурами и жарким влажным летом. Акватория Черного моря выступает термическим буфером, сглаживающим как суточные, так и сезонные, а отчасти и межгодовые колебания температуры. Горный барьер Кавказа защищает от холодных воздушных масс с севера. В работе использован ряд температур с 1870 г. по 2025 г.

Критериями выбора для исследования служили длина непрерывного ряда, репрезентативность для крупного климатического региона, относительная однородность рядов (отсутствие разрывов и документально подтвержденных серьезных перемещений). Для анализа использовались ряды среднегодовой температуры воздуха на высоте 2 м как наиболее показательные для анализа зимнего потепления в Арктике и мягкости зим в субтропиках. Период исследования — по 2025 г. включительно.

Перед анализом ряды среднегодовой температуры станций Баренцбург и Сочи были подвергнуты проверке на наличие неоднородностей, связанных с неклиматическими факторами. Основной анализ проводился на рядах в их исходном виде

с целью оценки влияния суммарной неопределенности, включающей как инструментальный шум, так и потенциальные слабые неоднородности.

В основе использованного метода обнаружения точек бифуркации, подробно изложенного в [9—12], лежит поиск момента времени τ_{bif} , который делит исходный временной ряд T на два отрезка таким образом, что при таком разделении минимизируется целевая функция $SS(\tau)$ — сумма квадратов отклонений для двух-сегментной модели. В данной работе это два полинома первой степени:

$$SS(\tau_{bif}) = \sum_{i=1}^{\tau_{bif}} [T_i - P_1(i)]^2 + \sum_{i=\tau_{bif}+1}^N [T_i - P_2(i)]^2 = \min,$$

$$P_1(i) = a_{11}i + a_{01}, \quad P_2(i) = a_{12}i + a_{02}, \quad (1)$$

где $i = 1, 2, \dots, N$. Здесь P_1 и P_2 — полиномы, подобранные по методу наименьших квадратов для левого и правого отрезков соответственно. Точка τ_{bif} в которой функция $SS(\tau)$ достигает минимума, принимается за момент бифуркации (смены тренда). Результаты применения данного алгоритма к рядам среднегодовых температур станций Сочи и Баренцбург представлены на рис. 1 и рис. 2.

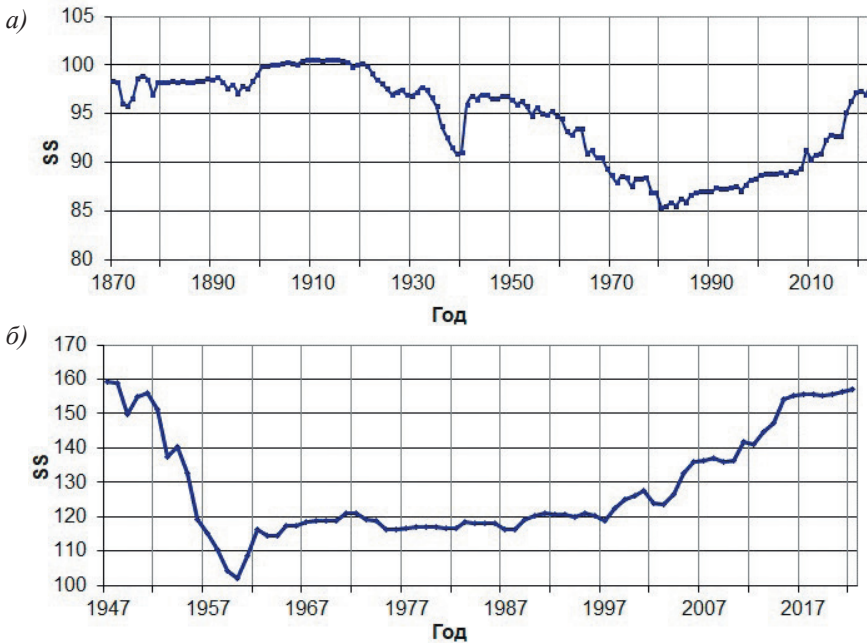


Рис. 1. Зависимость суммы квадратов отклонений SS (ф-ла (1)) от положения точки разделения τ для рядов среднегодовой температуры: а) станция Сочи, б) станция Баренцбург.

Fig. 1. Dependence of the sum of squared deviations SS (formula (1)) on the position of the cutoff point τ for the series of average annual temperature: а) Sochi station, б) Barentsburg station.

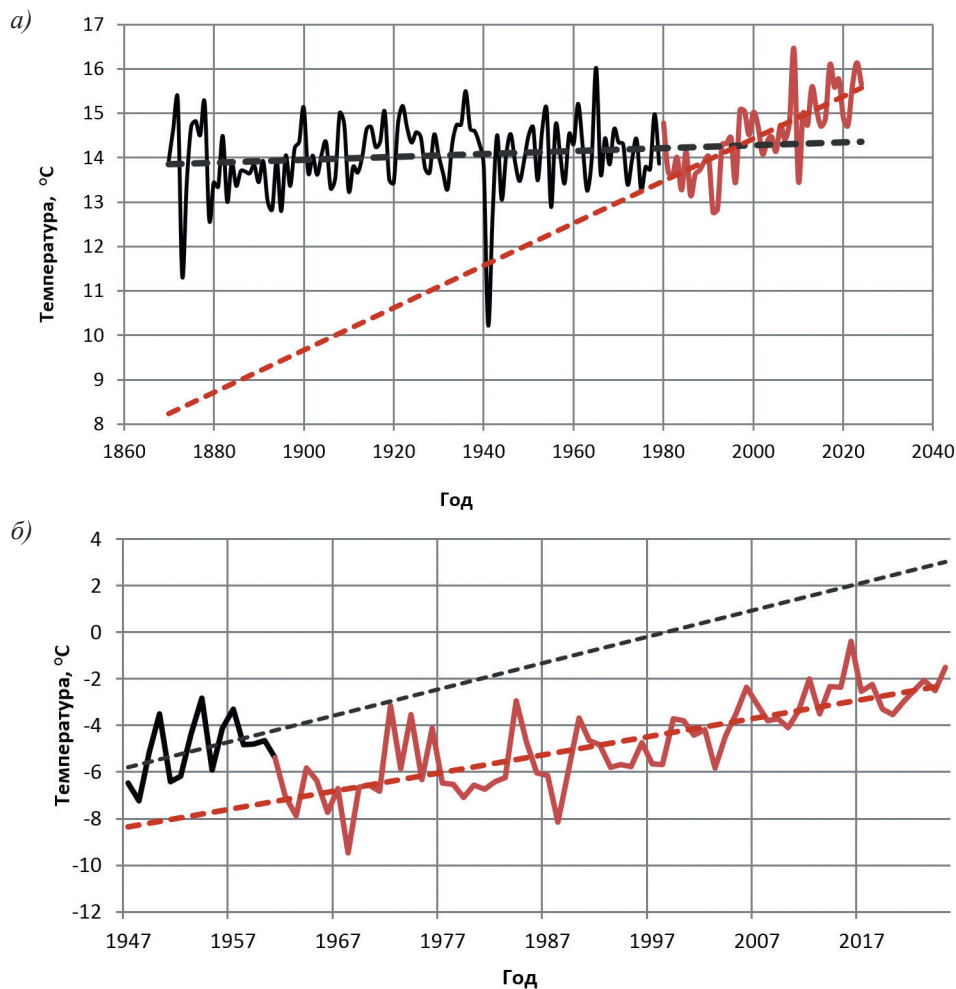


Рис. 2. Аппроксимация временного ряда температур до (черная линия) и после (красная линия) точки бифуркации: а) Сочи: ТБ в 1981 г, б) Баренцбурга: ТБ в 1961 г.

Fig. 2. Approximation of the temperature time series before (black line) and after (red line) the bifurcation point: а) Sochi: TB in 1981, б) Barentsburg: TB in 1961.

Однако на практике возникает проблема неоднозначности решения, возникающая, когда кривая $SS(\tau)$ имеет не один выраженный глобальный минимум, а несколько близких по величине локальных минимумов. Например, для температурного ряда Сочи (рис. 1) абсолютный минимум $SS_{\min} = 85,4$ достигается в 1981 г., тогда как следующий локальный минимум $SS_{\min} = 85,8$ (отличие $\sim 0,5\%$) наблюдается в 1983 г. Подобная ситуация приводит к различным вариантам аппроксимации исходного ряда. Следовательно, даже незначительные возмущения в исходных данных, сопоставимые с инструментальной погрешностью, могут

«перебрасывать» решение из одного минимума в другой, сдвигая положение точки бифуркации (ТБ).

Для количественной оценки устойчивости найденной точки бифуркации τ_{bif} к ошибкам измерений был применен метод статистического моделирования (Монте-Карло). Исходные допущения: в «истинном» ряду среднегодовой температуры t систематическая ошибка отсутствует. Далее проводилась серия численных экспериментов, в которых случайная инструментальная погрешность моделируется как нормальный шум с нулевым математическим ожиданием и известным СКО = $sk/2$, соответствующим возможной реальной погрешности измерений (от 0,05 °С до 2,0 °С).

Алгоритм моделирования: для каждого уровня sk генерируется 1000 реализаций временного ряда по формуле, имитирующей нормальный шум с ограниченными «хвостами» (для исключения нереалистичных выбросов):

$$dt_{i,j} = sk \left\{ \left[2 \ln(1/Rnd_1) \right]^{0.5} \cos(2\pi Rnd_2) (-1)^i \right\}, \quad (2)$$

где i — порядковый номер члена временного ряда: $i = 1, 2, \dots, N$, N — длина временного ряда; $j = 1, 2, \dots, K$; Rnd_1, Rnd_2 — случайные числа, равномерно распределенные в диапазоне $[0, 1]$, которые определялись заново для каждого значения i и j . Затем для каждой возмущенной реализации заново определяется точка бифуркации.

Выбор количества независимых реализаций случайного шума ($K = 1000$) был сделан на основе анализа сходимости статистических характеристик выходного распределения (положения ТБ) при увеличении числа испытаний. Для этого проведена серия предварительных экспериментов, в которых для фиксированного уровня среднеквадратической погрешности ($sk = 1,0$ °С) моделировалось различное количество возмущенных рядов: $K = 10, 100, 500$ и 1000 . Для каждого K строилась гистограмма распределения полученных оценок ТБ (рис. 3).

Анализ результатов (см. рис. 3) показал:

1. При малом числе реализаций ($K = 10$) гистограмма имеет «грубый» вид с единичными выбросами. Получаемое распределение является нестабильным и неустойчивым: повторение эксперимента с тем же K может дать существенно другую гистограмму. Статистические оценки (мода, разброс) ненадежны.

2. С увеличением K до 100 форма гистограммы начинает стабилизироваться, выявляются основные области концентрации оценок ТБ. Однако оценка вероятностей (высоты столбцов) все еще обладает значительной случайной погрешностью.

3. При $K = 500$ гистограмма приобретает устойчивую, гладкую форму. Положение основного пика (моды) и границы разброса практически перестают меняться при дальнейшем увеличении K .

4. При $K = 1000$ гистограмма демонстрирует статистическую сходимость: ее форма, модальное значение и диапазон разброса полностью стабилизировались. Дополнительное увеличение числа реализаций до 5000 (проверочный прогон) не внесло существенных изменений в оценку плотности распределения.

Таким образом, $K = 1000$ реализаций было выбрано как минимально достаточное количество, обеспечивающее устойчивость и воспроизводимость результирующего распределения оценок ТБ, надежную оценку вероятности попадания

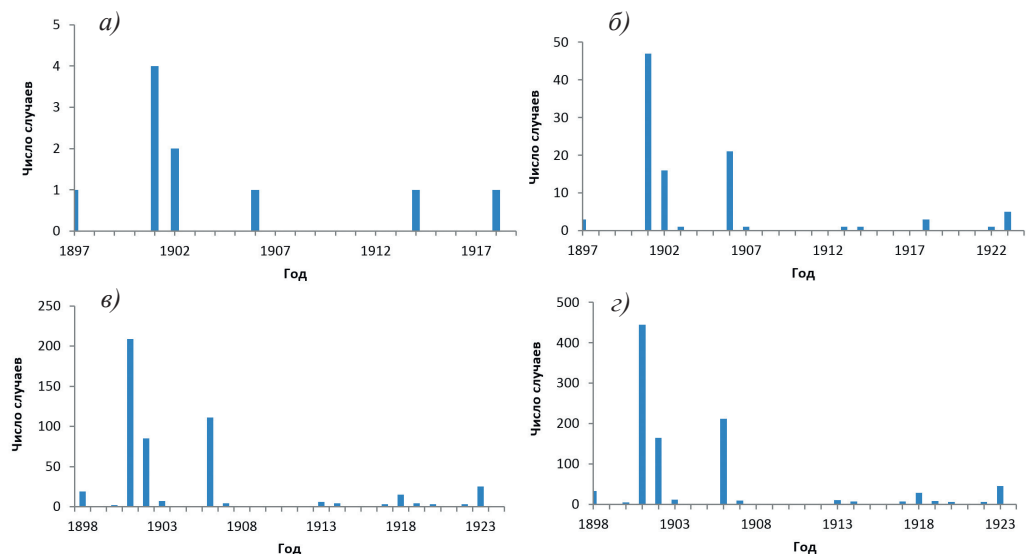


Рис. 3. Гистограммы распределения ТБ по годам при различном числе статистических испытаний K : а) $K = 10$, б) $K = 100$, в) $K = 500$, з) $K = 1000$.

Fig. 3. Histograms of TB distribution by years with different numbers of statistical tests K : а) $K = 10$, б) $K = 100$, в) $K = 500$, з) $K = 1000$.

ТБ в тот или иной год, а также позволило выявить все статистически значимые моды в распределении, что важно для анализа неоднозначности в определении момента бифуркации.

Распределение полученных 1000 значений для каждого sk анализировалось также с помощью гистограмм. Достоверность определения бифуркации в исходный год τ_{true} рассчитывается как процент реализаций, а ширина разброса (диапазон лет, в которые «попадает» точка бифуркации) служит мерой неопределенности.

Результаты

Для Сочи точка бифуркации приходится на 1981 г. Она соответствует резкому переходу от периода с относительно стабильными или слабо положительными трендами к периоду интенсивного зимнего потепления. Для Баренцбурга точка бифуркации определена как 1961 г. Это указывает на более раннее начало выраженного изменения температурного режима зимних месяцев в Арктическом регионе.

Некоторые результаты моделирования погрешности для станции Баренцбург представлены на рис. 4, 5. При $sk \leq 0,1$ °C достоверность близка к 100 %. Уже при $sk = 0,3$ °C она падает до ~99 %, а при $sk = 0,5$ °C — до ~86 %. Это означает, что при погрешности, формально соответствующей стандартам ВМО для климатологии (0,1 °C), результат остается устойчивым. Однако при погрешности в 0,3 °C и более однозначность определения 1961 г. как точки бифуркации теряется.

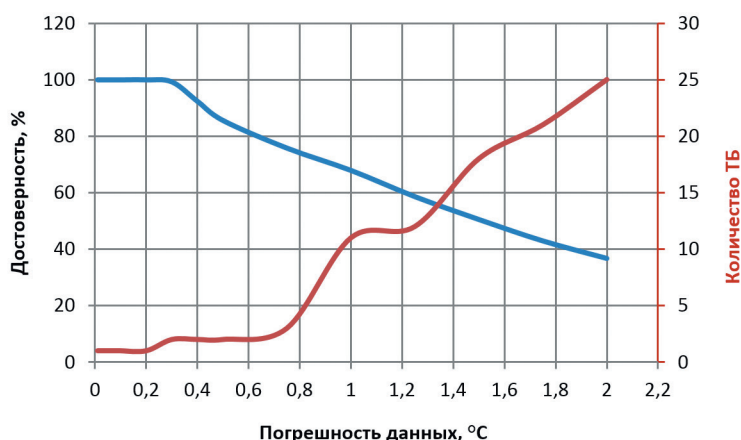


Рис. 4. Зависимость достоверности определения точки бифуркации от погрешности исходных значений температуры на станции 20107 Баренцбург.

Fig. 4. Dependence of the reliability of TB determination on the error of the initial temperature values at the 20107 Barentsburg station.

С ростом СКО распределение возможных точек бифуркации становится все шире. Гистограммы из унимодальных превращаются в мультимодальные. Появляются «ложные» пики в другие годы (рис. 5). В качестве примера рассмотрим результаты ряда численных экспериментов. При СКО = 0,25 °C разброс составляет 2 года (1960 г. — 143 случая и 1961 г. — 857 случаев). При СКО = 0,5 °C — уже 32 года (1957—1989 гг.), а при СКО = 0,9 °C разброс составляет 53 года. Два последних случая иллюстрируют гистограммы на рис. 5. На этих гистограммах для наглядности исключено число самых частых случаев — данные за 1960 г. и 1961 г.

Для Сочи характерна более высокая чувствительность алгоритма к шуму при схожих значениях СКО: как видно на рис. 6, даже при СКО = 0,1 °C распределение точек бифуркации имеет значительный разброс вокруг 1981 г. При СКО = 0,5 °C диапазон возможных оценок охватывает практически всю вторую половину XX века, а функция $SS(\tau)$ для разных реализаций демонстрирует высокую вариабельность положения минимумов.

Итоговые результаты: «истинная» ТБ, пороговая погрешность и диапазон разброса ТБ сведены в табл. 1.

Таблица 1

Итоговые результаты

Final results

Станции	ТБ	СКО критическое, °C	Количество ТБ при СКО = 0,5 °C	Диапазон разброса ТБ при СКО = 0,5 °C
Баренцбург	1961	0,3	8	32 года
Сочи	1981	0,2	26	44 года

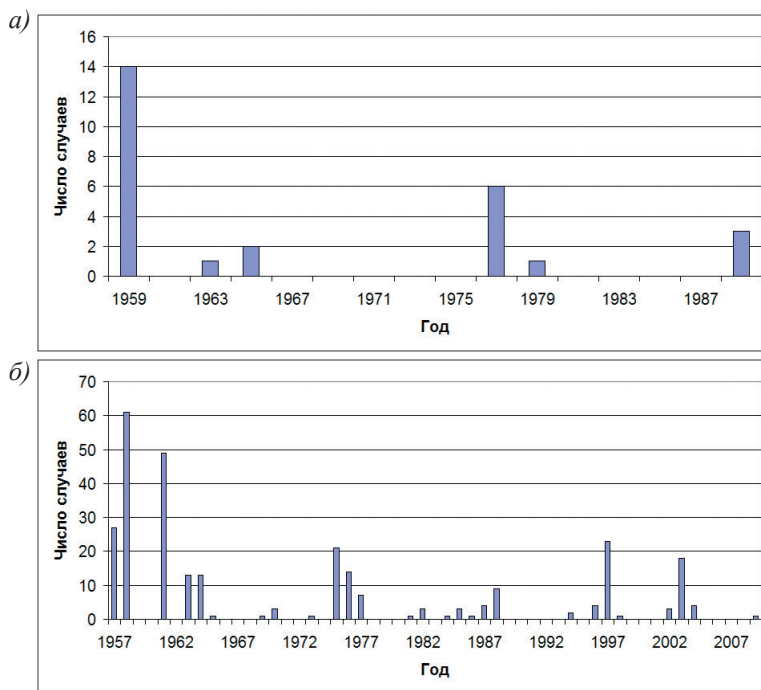


Рис. 5. Гистограмма распределения точки бифуркации в Баренцбурге при погрешности исходных значений температуры 0,5 °С, $K = 1000$ (а) и 0,9 °С, $K = 1000$ (б).

Fig. 5. Histogram of the distribution of TB in Barentsburg with an error in the initial temperature values of 0,5 °С, $K = 1000$ (а) and 0,9 °С, $K = 1000$ (б).

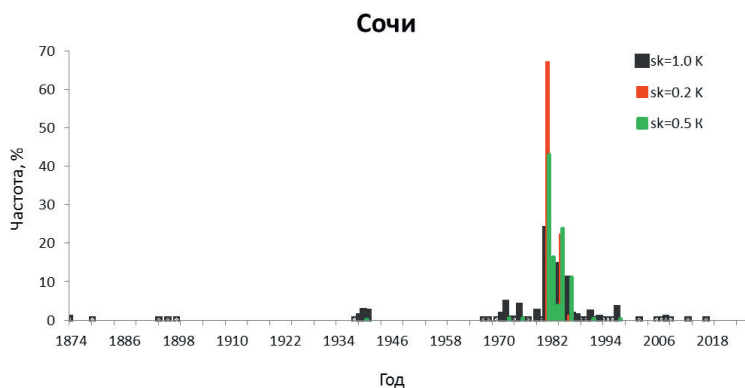


Рис. 6. Гистограммы распределения точки бифуркации по данным Сочи за 156 лет при sk равным 0,2; 0,5 и 1,0 °С; $K = 1000$.

Fig. 6. Histograms of TB distribution according to Sochi data for 156 years with an error of 0,2; 0,5 and 1,0 °С; $K = 1000$.

Обсуждение

Изменения в многолетних рядах могут быть вызваны климатическими и инструментальными причинами. Обнаруженные точки бифуркации (1961 г. — для Баренцбурга и 1981 г. — для Сочи) в контексте настоящего исследования являются лишь «истинными» значениями в системе нашего моделирования. Вопрос о том, какая именно причина (антропогенный фактор, естественная изменчивость или их комбинация) привела к перестройке температурного режима в эти годы, требует отдельного глубокого исследования с привлечением дополнительных данных и методов и будет рассмотрен на следующем этапе работы.

Ниже, в порядке предварительной гипотезы, требующей дальнейшей проверки, мы кратко остановимся на возможной климатологической интерпретации выявленных точек бифуркации.

Для Баренцбурга (1961 г.) наиболее вероятна связь с нелинейными арктическими обратными связями. К этому времени могли достигнуть порогового значения процессы, связанные с сокращением морского льда в Баренцевом и Карском морях, что привело к резкому усилению альбедо и температурной обратной связи именно в зимний период. Кроме того, этот период, возможно, совпадает с усилением адвекции теплых атлантических вод в Арктику.

Для Сочи (1981 г.) бифуркация, вероятно, связана с изменением режимов крупномасштабной атмосферной циркуляции над Европой и Средиземноморьем, влияющих на адвекцию воздушных масс на Черноморское побережье Кавказа. Сглаживающее влияние Черного моря как термического буфера может приводить к более позднему и менее резкому проявлению глобальной тенденции в регионе. Также нельзя исключать влияние изменчивости Восточно-Атлантического колебания.

Для обеих станций существует пороговое значение погрешности (около $0,2$ — $0,3$ °C), после превышения которого оценка момента бифуркации перестает быть статистически однозначной. Полученный порог погрешности находится в полном соответствии с известными историко-метеорологическими данными. Для середины XX века, когда происходил выявленный для Баренцбурга переход (1961 г.), паспортная погрешность хороших стеклянных термометров составляла около $0,2$ — $0,3$ °C, а с учетом методических погрешностей считывания и возможных микроклиматических эффектов общая неопределенность могла быть еще выше. Для более раннего периода (конец XIX — начало XX вв.) погрешности измерений, достигавшие $0,5$ — $1,0$ °C и более, из-за несовершенных условий установки и градуировки приборов делают однозначное определение моментов тонких климатических перестроек по таким данным трудной задачей. Это подчеркивает важность проведенного анализа на чувствительность и необходимость использования методов корректировки неоднородности при работе с вековыми рядами.

Таким образом, погрешность на уровне $0,2$ — $0,3$ °C, часто рассматриваемая как приемлемая для долгосрочных рядов, является критической для надежного обнаружения момента резкого климатического перехода методом анализа смены трендов. Это ставит под вопрос однозначность интерпретации тонких структур в исторических данных.

Более высокая чувствительность алгоритма к шуму для субтропической станции (Сочи) по сравнению с арктической (Баренцбург), вероятно, связана с меньшей амплитудой климатического сигнала на фоне естественной изменчивости в субтропиках. В связи с этим «слабые» сигналы в регионах с умеренным изменением климата требуют данных исключительно высокого качества для корректного нелинейного анализа. В Арктике мощный сигнал потепления оказывается более устойчивым к помехам.

Заключение

На примере анализа среднегодовых температур станций Баренцбург (Арктика) и Сочи (субтропики) показано, что инструментальные погрешности в исходных рядах, даже соответствующие современным и историческим стандартам точности измерений ВМО (десятые доли градуса), могут существенно влиять на определение ключевых характеристик климатической системы, таких как моменты смены режима (точки бифуркации).

Методом статистического моделирования установлено, что среднеквадратическая ошибка на уровне 0,2—0,3 °С способна «размывать» оценку момента климатического перехода на несколько десятилетий, приводя к появлению множества квазиоптимальных решений и ставя под сомнение однозначность идентификации переломной точки.

Обнаружены региональные различия: для арктической станции Баренцбург характерен более ранний (1961 г.) и статистически более устойчивый к шуму бифуркационный переход, что согласуется с концепцией «арктического усиления». Для субтропической станции Сочи переход (1981 г.) проявляется позже и демонстрирует большую чувствительность к погрешностям данных, что может быть связано с меньшей амплитудой климатического сигнала и сглаживающим влиянием моря.

Таким образом, игнорирование метрологической неопределенности при анализе долгосрочных климатических рядов методами нелинейной динамики может привести к некорректным выводам о динамике, устойчивости и порогах перехода системы, поэтому количественная оценка чувствительности получаемых результатов к погрешностям исходных данных должна стать обязательным элементом методики при исследовании климатических бифуркаций и точек перелома.

Перспективы дальнейших исследований связаны с применением предложенного подхода к большему числу станций в каждом регионе, анализу рядов за другие сезоны, а также с использованием более сложных методов обнаружения бифуркаций и оценкой их сравнительной устойчивости к шуму.

Список литературы

1. Lenton T. M., Held H., Kriegler E. et al. Tipping elements in the Earth's climate system // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2008. Vol. 105. No. 6. P. 1786—1793. doi: 10.1073/pnas.0705414105.
2. Scheffer M., Bascompte J., Brock W. A. et al. Early-warning signals for critical transitions // *Nature*. 2009. Vol. 461. P. 53—59. doi:10.1038/nature08227.

3. IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. doi:10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.
4. Григорьев А. А., Кондратьев К. Я. Динамика климатической системы. СПб.: Наука. 2001. 526 с.
5. Шерстюков Б. Г. Колебательная система климата, резонансы, дальние связи, прогнозы. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 2021. 221 с.
6. Easterling D. R., Peterson T. C. The effect of artificial discontinuities on recent trends in minimum and maximum temperatures // *Atmospheric Research*. 1995. Vol. 37. P. 19—26. doi:10.1016/0169-8095(94)00064-K.
7. Friederike E. L. Attribution of Extreme Events to Climate Change // *Annual Review of Environment and Resources*. 2023. Vol. 48. P. 315—338. doi:10.1146/annurev-environ-112621-083538.
8. WMO. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation (WMO—No. 8). 2018 edition.
9. Восканян К. Л., Иванова Т. И., Кузнецов А. Д. и др. Анализ смены периодов климатической стабильности северной территории России // *Гидрометеорология и экология*. 2022. № 67. С. 207—220. doi: 10.33933/2713-3001-2022-67-207-220.
10. Кузнецов А. Д., Колинбет Л. В., Сероухова О. С., Симакина Т. Е. Анализ положения точки бифуркации во временных рядах годовых сумм осадков // *Тр. Сиб. регион. НИИ гидрометеорологии*. 2021. № 107. С. 180—185.
11. Кузнецов А. Д., Сероухова О. С., Симакина Т. Е. Влияние метрик на определение точек бифуркации во временных рядах метеорологических величин // *Гидрометеорология и экология*. 2020. № 59. С. 28—40. doi: 10.33933/2074-2762-2020-59-28-40.
12. Кузнецов А. Д., Саенко А. Г., Сероухова О. С., Симакина Т. Е. Алгоритмы поиска момента смены тренда во временных рядах метеорологических величин // *Вестник Тверского гос. ун-та. Сер. Прикл. математика*. 2019. № 3. С. 74—89. doi: 10.26456/vtprmk541.
13. Демин В. И., Иванов Б. В., Ревина А. Д. Восстановление ряда приземной температуры воздуха на Российской станции в поселке «Баренцбург» (Шпицберген) // *Российская Арктика*. 2020. № 9. С. 30—40. doi: 10.24411/2658-4255-2020-120093.

References

1. Lenton T. M., Held H., Kriegler E. et al. Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2008; 105(6): 1786—1793. doi: 10.1073/pnas.0705414105.
2. Scheffer M., Bascompte J., Brock W. A. et al. Early-warning signals for critical transitions. *Nature*. 2009; (461): 53—59. doi:10.1038/nature08227.
3. IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. doi:10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.
4. Grigoriev A. A., Kondratiev K. Ya. *Dinamika klimaticheskoy sistemy = Dynamics of the climate system*. St. Petersburg: Nauka, 2001: 526 p. (In Russ.).
5. Sherstyukov B. G. *Kolebatel'naya sistema klimata, rezonansy, dal'niye svyazi, prognozy = Oscillatory system of climate, resonances, long-distance communications, forecasts*. Obninsk, VNIIGMI-MCD, 2021: 221 p. (In Russ.).
6. Easterling D. R., Peterson T. C. The effect of artificial discontinuities on recent trends in minimum and maximum temperatures. *Atmospheric Research*. 1995; (37): 19—26. doi:10.1016/0169-8095(94)00064-K.
7. Friederike E. L. Attribution of Extreme Events to Climate Change. *Annual Review of Environment and Resources*. 2023; (48): 315—338. doi:10.1146/annurev-environ-112621-083538.
8. WMO. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation (WMO—No. 8). 2018 edition.
9. Voskanyan K. L., Ivanova T. I., Kuznetsov A. D., Nikitina V. S. et al. Analysis of the change in periods of climatic stability in the northern territory of Russia. *Gidrometeorologiya i ekologiya = Hydrometeorology and Ecology*. 2022; (67): (207—220). doi: 10.33933/2713-3001-2022-67-207-220. (In Russ.).
10. Kuznetsov A. D., Kolinbet L. V., Seroukhova O. S., Simakina T. E. Analysis of the position of the bifurcation point in the time series of annual precipitation amounts. *Tr. Sib. region. NII gidrometeorologii =*

Proceedings of the Siberian Regional Research Institute of Hydrometeorology. 2021; (107):(180—185). (In Russ.).

11. Kuznetsov A. D., Seroukhova O. S., Simakina T. E. Influence of metrics on determination of bifurcation points in time series of meteorological values. *Gidrometeorologiya i ekologiya = Hydrometeorology and Ecology*. 2020; (59): (28—40). doi: 10.33933/2074-2762-2020-59-28-40. (In Russ.).
12. Kuznetsov A. D., Saenko A. G., Seroukhova O. S., Simakina T. E. Algorithms for Searching for the Moment of Trend Change in Time Series of Meteorological Quantities. *Vestnik Tverskogo gos. un-ta. Ser. Prikl. Matematika = Bulletin of Tver State University. Series: Applied Mathematics*. 2019; (3):(74—89). doi:10.26456/vtppmk541. (In Russ.).
13. Demin V. I., Ivanov B. V., Revina A. D. Reconstruction of air temperature series at Russian station in Barentsburg (Svalbard). *Rossiyskaya Arktika = Russian Arctic*. 2020; (9):(30—40). doi: 10.24411/2658-4255-2020-120093. (In Russ.).

Информация об авторах

Кузнецов Анатолий Дмитриевич, доктор физико-математических наук, профессор кафедры экспериментальной физики атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет; kuznetsov1946@inbox.ru.

Крюкова Светлана Викторовна, кандидат физико-математических наук, доцент кафедры экспериментальной физики атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет; krukos@rambler.ru.

Сероухова Ольга Станиславовна, кандидат физико-математических наук, доцент кафедры метеорологии, климатологии и охраны атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет; seroukhova@inbox.ru.

Симакина Татьяна Евгеньевна, кандидат физико-математических наук, доцент кафедры экспериментальной физики атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет; tatiana; simakina@gmail.com.

Восканян Карина Левановна, кандидат физико-математических наук, доцент кафедры экспериментальной физики атмосферы Российского государственного гидрометеорологического университета; kvosia@mail.ru.

Information about authors

Kuznetsov Anatoly Dmitrievich, D.Sc. (Physics and Mathematics), Professor, Department of Experimental Atmospheric Physics, Russian State Hydrometeorological University.

Kryukova Svetlana Viktorovna, Ph.D. (Physics and Mathematics), Associate Professor, Department of Experimental Atmospheric Physics, Russian State Hydrometeorological University.

Seroukhova Olga Stanislavovna, Ph.D. (Physics and Mathematics), Associate Professor, Department of Meteorology, Climatology, and Atmospheric Protection, Russian State Hydrometeorological University.

Simakina Tatyana Evgenievna, Ph.D. (Physics and Mathematics), Associate Professor, Department of Experimental Atmospheric Physics, Russian State Hydrometeorological University.

Voskanyan Karina Levonovna, PhD (Physics and Mathematics), Associate Professor, Department of Experimental Atmospheric Physics, Russian State Hydrometeorological University.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 26.01.2026

Принята в печать 27.02.2026

The article was received on 26.01.2026

The article was accepted on 27.02.2026

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 21—38.
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):21—38.

Научная статья
УДК 551.515.1:551.510.42
doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-21-38

Композитный анализ влияния стратосферного полярного вихря на приземную температуру в Северном полушарии

*Маргарита Александровна Ткаченко^{1, 2}, Арина Андреевна Окуличева¹,
Татьяна Евгеньевна Симакина¹, Владимир Аркадьевич Зубов²,
Евгений Владимирович Розанов², Сергей Павлович Смышляев¹*

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия, smshl@rshu.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Представлены результаты композитного анализа влияния стратосферного полярного вихря на приземную температуру Северного полушария с использованием модели SOCOLv3 за период с 1980 г. по 2020 г. Проанализировано семь климатических сценариев, учитывающих озоно-разрушающие вещества, парниковые газы, солнечную активность, вулканические аэрозоли и температуру океана. Статистически значимый отклик ($p < 0,05$) наблюдается на 6—32 % территории Северного полушария в зависимости от сценария, с амплитудой региональных аномалий до ± 2 —3 К. Наибольший отклик выявлен в сценарии с вариациями температуры океана (32,2 % площади значимости), максимальная межсценарная согласованность наблюдается в Североатлантическом секторе.

Ключевые слова: стратосферный полярный вихрь, приземная температура, климатические сценарии, стратосферно-тропосферное взаимодействие.

Благодарности: Работа выполнена в Российском государственном гидрометеорологическом университете в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования РФ (проект FSZU-2026-0003). Анализ влияния метеоусловий на приземную температуру осуществлялся в рамках проекта РНФ 23-77-30008. Влияние стратосферных процессов на приземную температуру в Арктике изучалось при поддержке проекта РНФ 24-17-00230. Расчеты с использованием химико-климатической модели SOCOLv3 выполнены при поддержке Санкт-Петербургского государственного университета, исследовательский проект № 124032000025-1.

Для цитирования: Ткаченко М. А., Окуличева А. А., Симакина Т. Е. и др. Композитный анализ влияния стратосферного полярного вихря на приземную температуру в Северном полушарии // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 21—38. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-21-38.

Composite analysis of the stratospheric polar vortex influence on surface temperature in the northern hemisphere

*Margarita A. Tkachenko^{1, 2}, Arina A. Okulicheva¹, Tatiana E. Simakina¹,
Vladimir A. Zubov², Evgeny V. Rozanov², Sergey P. Smyshlyaev¹*

¹ Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russia,
smshl@rshu.ru

² Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

Summary. This study presents a composite analysis of the stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere surface temperature using the SOCOLv3 chemistry-climate model for 1980—2020. Seven climate scenarios were analyzed, isolating effects of ozone-depleting substances (ODS), greenhouse gases (GG), solar activity (Solar), sea surface temperature (SST), volcanic aerosols (Aero), and their combinations (Clim, All_var). For each scenario, 10 winters with extreme vortex states were selected based on polar cap temperature at 10 hPa.

Statistically significant temperature response ($p < 0.05$) covers 6—32 % of the Northern Hemisphere, varying by scenario. The SST scenario shows maximum response area (32.2 %) with coherent cooling over the North Atlantic (up to -2 K), while Clim shows minimum (6.1 %). Regional anomalies reach ± 2 —3 K in significant areas.

Scenarios with anthropogenic factors (ODS, GG) exhibit warming over continental regions during strong vortex phases. Inter-scenario agreement is highest in the North Atlantic sector (five of seven scenarios show consistent cooling) and minimal over Eurasia. Agreement in identifying extreme winters reached 40 % (strong vortex) and 50 % (weak vortex). Results demonstrate that climate factors qualitatively modify stratosphere-troposphere coupling structure, with oceanic processes providing the most spatially coherent response.

Keywords: stratospheric polar vortex, surface air temperature, composite analysis, climate scenarios, stratosphere-troposphere coupling, North Atlantic Oscillation, SOCOLv3, chemistry-climate model, sub-seasonal forecast

Acknowledgments: This work was carried out at the Russian State Hydrometeorological University within the framework of a state assignment from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project FSZU-2026-0003). The analysis of meteorological conditions on surface temperature was carried out within the framework of the RSF project 23-77-30008. The study of stratospheric processes on surface temperature in the Arctic was studied with the support of the RSF project 24-17-00230. Calculations using the SOCOLv3 chemistry-climate model were carried out with the support of St. Petersburg University, research project No. 124032000025-1.

For citation: Tkachenko M. A., Okulicheva A. A., Simakina T. E. et al. Composite analysis of the stratospheric polar vortex influence on surface temperature in the northern hemisphere *Atlantic Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(21—38). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-21-38. (In Russ.).

Введение

Стратосферный полярный вихрь представляет собой крупномасштабную циркуляционную систему, формирующуюся в зимний период над полярными регионами на высотах 10—50 км и оказывающую существенное влияние на погоду и климат средних широт [1]. Связь между состоянием стратосферного вихря и

приземными погодными условиями привлекает значительное внимание научного сообщества в контексте улучшения прогнозов погоды на субсезонных временных масштабах, поскольку стратосфера обладает более долгой «памятью» по сравнению с тропосферой [2, 3]. Изменчивость полярного вихря совместно с такими экстремальными событиями как внезапные стратосферные потепления (ВСП) может приводить к формированию устойчивых аномалий температуры и осадков в Северном полушарии, сохраняющихся в течение нескольких недель [4].

Недавние исследования показали, что интенсивность полярного вихря определяет характер взаимодействия между стратосферой и тропосферой на субсезонных и сезонных временных масштабах в зимне-весенний период [3]. Предполагается, что механизм этого взаимодействия реализуется через модуляцию Североатлантического колебания (NAO) и других мод атмосферной изменчивости [5]. Температурные аномалии полярной шапки тесно коррелируют с аномалиями высоты геопотенциала в тропосфере, что обеспечивает эффективный механизм стратосферно-тропосферного взаимодействия [4]. Во время ВСП температура над полярной шапкой может возрастать на десятки градусов в течение нескольких дней [6], что позволяет рассматривать стратосферную температуру полярной шапки в качестве чувствительного индикатора экстремальных событий в тропосфере.

Несмотря на значительный прогресс в понимании стратосферно-тропосферного взаимодействия, остается недостаточно изученным вопрос об относительном вкладе различных климатических факторов в формирование взаимодействия между стратосферой и тропосферой. Солнечная активность, вулканические извержения, антропогенные выбросы парниковых газов и озоноразрушающих веществ, а также естественная изменчивость океанических процессов — каждый из этих факторов может модулировать интенсивность полярного вихря через различные физические механизмы [3]. Однако большинство предыдущих исследований рассматривали либо данные реанализов, где все факторы учитываются одновременно, либо результаты отдельных идеализированных экспериментов. Систематического сравнения влияния различных климатических факторов на стратосферно-тропосферное взаимодействие с использованием единой модельной платформы до настоящего времени не проводилось.

Целью настоящего исследования является выявление и количественная оценка относительного вклада различных климатических факторов в формирование взаимодействия между стратосферным полярным вихрем и приземной температурой в Северном полушарии. Научная новизна работы заключается в использовании композитного анализа семи климатических модельных сценариев, что позволяет впервые изолировать и сопоставить эффекты отдельных факторов воздействия (озон, парниковые газы, солнечная активность, океан, вулканы) в рамках единого методологического подхода. Особое внимание уделяется выявлению временных масштабов отклика (синхронного относительно задержанного) и пространственной структуры температурных аномалий в различных секторах Северного полушария.

Методика исследования

Модель и данные

В работе использованы результаты численных экспериментов с химико-климатической моделью SOCOLv3 (SOCOL version 3) [7] за период с 1980 г. по 2020 г. Модель представляет собой комбинацию модели общей циркуляции атмосферы ECHAM5 и химического модуля MEZON (Model for Evaluation of oZONe trends) и имеет горизонтальное разрешение T42 с 39 вертикальными уровнями. Верхняя граница модельной области на высоте ~80 км позволяет адекватно воспроизводить как тропосферные, так и стратосферные процессы. Детальное описание конфигурации модели, постановки экспериментов и результатов валидации приведено в [8].

Анализировались результаты семи численных экспериментов, каждый из которых учитывал отдельное влияние определенного фактора или комбинацию нескольких факторов на климатическую систему (табл. 1). Для оценки относительного воздействия этих факторов для каждого сценария было проведено моделирование с 1980 г. по 2020 г. При этом изменчивость каждого фактора (1—7) в отдельном сценарии учитывалась индивидуально, в то время как все остальные факторы были зафиксированы на уровне 1980 г. Также был проведен базовый эксперимент (BASE), учитывающий одновременное влияние всех факторов.

Таблица 1

Описание численных экспериментов SOCOLv3
Description of numerical experiments SOCOLv3

Эксперимент	ODS	SST/SIC	GG	SSI	SSA	NOx	Описание
BASE	+	+	+	+	+	+	Все факторы изменяются
ODS	+	–	–	–	–	–	Только ODS изменяются
GG	–	–	+	–	–	–	Только GG изменяются
SST	–	+	–	–	–	–	Только SST/SIC изменяются
SSI	–	–	–	+	–	–	Только солнечная радиация изменяется
SSA	–	–	–	–	+	–	Только стратосферный аэрозоль изменяется
CLIM	–	+	+	–	–	–	GG и SST/SIC изменяются
NOx	–	–	–	–	–	+	Только NOx эмиссии изменяются

Примечание: «+» означает изменяющийся фактор; «–» означает фактор, зафиксированный на уровне 1980 года.

Граничные условия и источники данных

Граничные условия для большинства рассматриваемых факторов соответствовали базе данных input4MIPs [9]. Все воздействия до 2018 г. основывались на наблюдениях и переходили на сценарий IPCC SSP2-4.5 после 2018 г. Конкретные источники данных:

1. Озоноразрушающие вещества (ODS): приповерхностные отношения смеси хлор- и бромсодержащих ODS (CFC-11, CFC-12, HCFC-22, галоны) были взяты из [10].

2. Парниковые газы (GG): отношения смеси CO, CH₄ и N₂O у поверхности основаны на данных input4MIPs [9].

3. Спектральное солнечное излучение (SSI): среднемесячные значения спектральной солнечной радиации для каждого года с 1980 г. по 2020 г. были получены из [9]. Данные учитывали спектральное изменение солнечной активности, характеризующееся одиннадцатилетним циклом, при этом амплитуда колебаний УФ-излучения на длине волны 205 нм составляла до ~30% между минимумом и максимумом цикла.

4. Стратосферный аэрозоль (SSA): содержание стратосферного сульфатного аэрозоля учитывало крупные вулканические извержения Эль-Чичон (март 1982 г.) и Пинатубо (июнь 1991 г.). Площадь поверхности аэрозоля на уровне 70 гПа увеличивалась до 5 раз относительно фонового уровня после извержения Эль-Чичон и до 8 раз после извержения Пинатубо [9].

5. Температура поверхности океана (SST) и площадь покрытия океана морским льдом (SIC): данные о SST и SIC основаны на реанализе MetOffice HadISST [11]. SST демонстрировала общую тенденцию к повышению с выраженной межгодовой изменчивостью, связанной с событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

6. Климатический сценарий (CLIM): комбинация изменений GG и SST/SIC, позволяющая оценить совместный эффект антропогенного потепления.

7. Эмиссии оксидов азота (NO_x): приповерхностные эмиссии NO_x и CO на основе данных input4MIPs [9].

Влияние квазидвухлетнего колебания (QBO) и Эль-Ниньо — Южного колебания (ENSO) на стратосферный полярный вихрь учитывалось косвенно через изменения температуры поверхности океана (SST) и динамические обратные связи в модели [12]. Недавние исследования показали, что совместное воздействие западной фазы QBO и условий Ла-Нинья способствует усилению полярного вихря через модуляцию планетарных волн [12, 13].

Расчет индекса интенсивности полярного вихря

В качестве индикатора интенсивности стратосферного полярного вихря использовалась температура полярной шапки (65°—90° с.ш.) на уровне 10 гПа (~30 км). Для каждого года рассчитывалось среднее значение за три зимних месяца (январь-февраль-март). Следует заметить, что динамическое воздействие полярных стратосферных процессов на тропосферу, как правило, происходит на временных масштабах в несколько недель, однако в данном исследовании рассматривались межгодовые тенденции, характерные для всего сезона, поэтому осреднение осуществлялось за три месяца. Выбор этого индекса обусловлен его физической связью с интенсивностью циркуляции через термический ветровой баланс: низкие температуры указывают на сильный меридиональный градиент температуры и интенсивные западные ветры (сильный вихрь), высокие температуры — на ослабленную циркуляцию (слабый вихрь). Аналогичные температурные индексы широко используются в современных исследованиях стратосферной динамики [14—17].

Композитный анализ

Для каждого из семи сценариев независимо проводился отбор экстремальных зим. Из 41 года периода с 1980 г. по 2020 г. отбирались 10 зим с наименьшими значениями температуры полярной шапки (композит «сильный вихрь») и 10 зим с наибольшими значениями (композит «слабый вихрь»). Размер выборки в 10 зим (около 24 % от общего числа) был выбран эмпирически, исходя из необходимости обеспечить, с одной стороны, достаточную экстремальность событий, а с другой — статистическую надежность композитов приземной температуры.

Для оценки влияния полярного вихря на тропосферу рассчитывалась разность приземной температуры (уровень 1000 гПа) между композитами:

$$\Delta T = T_{\text{(сильный вихрь)}} - T_{\text{(слабый вихрь)}}$$

Отрицательные значения ΔT соответствуют охлаждению при усилении вихря, положительные — потеплению. Композиты рассчитывались для двух временных окон: январь-март (синхронный отклик, совпадает с периодом идентификации экстремальных зим) и февраль-апрель (задержанный отклик с временным лагом 1 месяц). Такой подход позволяет выявить как непосредственный, так и отложенный эффект зимней стратосферной циркуляции на приземные температуры.

Результаты исследований

Межсценарное распределение экстремальных зим

Применение композитного анализа к семи климатическим сценариям привело к формированию четырнадцати независимых выборок экстремальных зим (по две на каждый сценарий). Результаты отбора (рис. 1) демонстрируют различную степень межсценарного согласия, что отражает специфику влияния различных климатических факторов на стратосферную циркуляцию.

Для сильного вихря (рис. 1, *а*) 40 % отобранных лет присутствуют минимум в двух сценариях, при этом 10 % лет демонстрируют согласие трех и более сценариев. Для слабого вихря (рис. 1, *б*) эти показатели выше: 50 % и 15 % соответственно. Более высокая согласованность для слабого вихря может быть связана с тем, что дестабилизация полярного вихря часто инициируется мощными волновыми событиями, которые проявляются независимо от фоновых условий, тогда как формирование устойчиво сильного вихря требует благоприятного сочетания нескольких факторов.

Наибольшая межсценарная согласованность для сильного вихря наблюдается в период с 1985 г. по 1988 г. Год 1987 идентифицирован в четырех сценариях одновременно (Solar, SST, All_var, Clim), что указывает на согласованность внешних факторов воздействий: высокой солнечной активности, океанической конфигурации фазы Ла-Нинья и фоновых трендов парниковых газов. Год 2020 присутствует в двух сценариях (SST и ODS), что согласуется с опубликованными наблюдениями рекордно сильного полярного вихря зимой 2019/2020 [18].

Для слабого вихря характерна более выраженная роль отдельных событий. Годы 1998 и 2016 идентифицированы в сценариях SST, Clim и All_var — оба года

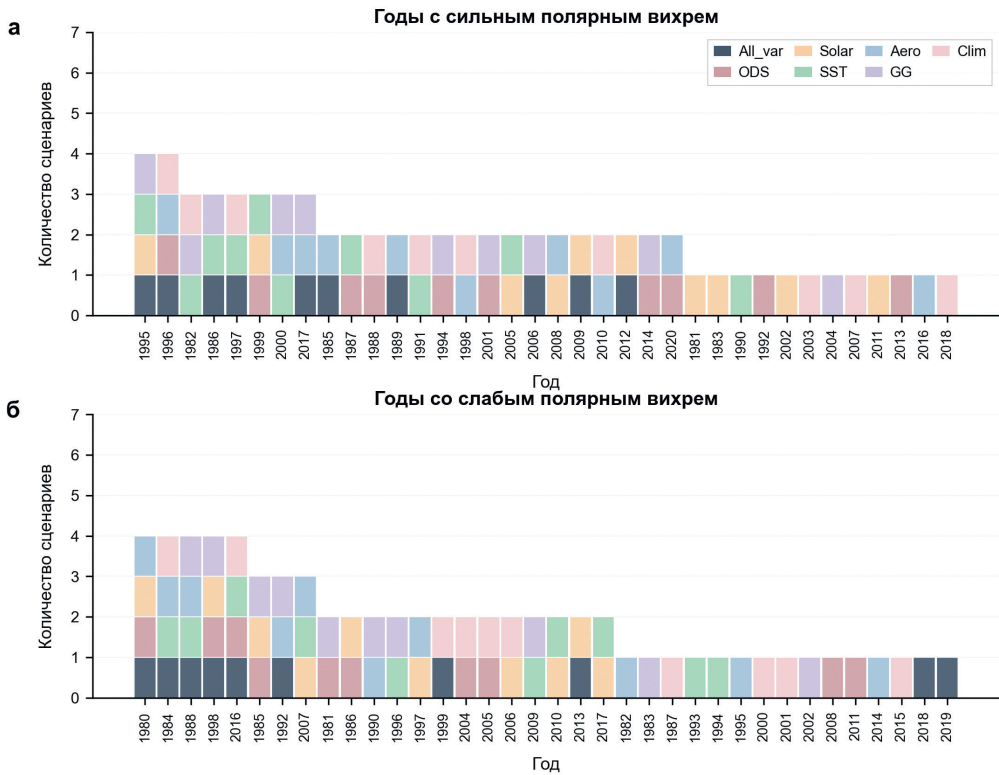


Рис. 1. Межсценарное распределение отобранных экстремальных зим за период с 1980 г. по 2020 г.

а) Годы с сильным полярным вихрем (нижние 10 по температуре полярной шапки 65°–90° с.ш. на уровне 10 гПа для каждого сценария). б) Годы со слабым полярным вихрем (верхние 10 по температуре полярной шапки). Высота столбца показывает количество сценариев, идентифицировавших данный год как экстремальный. Цвета соответствуют различным климатическим сценариям: All_var (темно-синий), Solar (оранжевый), Aero (голубой), Clim (розовый), ODS (красный), SST (зеленый), GG (сиреневый).
Годы с высотой столбца ≥ 3 указывают на высокую межсценарную согласованность.

Fig. 1. Inter-scenario distribution of selected extreme winters for the period 1980–2020.

а) Years with a strong polar vortex (the lowest 10 years by polar cap temperature at 65°–90° N and 10 hPa for each scenario). б) Years with a weak polar vortex (the highest 10 years by polar cap temperature).
The bar height indicates the number of scenarios that identified a given year as extreme.
Colors correspond to different climate scenarios: All_var (dark blue), Solar (orange), Aero (light blue), Clim (pink), ODS (red), SST (green), GG (lilac).
Years with bar height ≥ 3 indicate high inter-scenario agreement.

ассоциируются с сильными событиями Эль-Ниньо, влияние которого на ослабление полярного вихря через усиление планетарных волн хорошо документировано. Год 1992 представлен в четырех сценариях (All_var, Aero, Clim, ODS), что прямо указывает на роль стратосферных аэрозолей после извержения вулкана Пинатубо в 1991 г.

Сценарий All_var демонстрирует ряд лет (1986 г., 1989 г., 1995—1997 гг. для слабого вихря), которые слабо представлены в изолированных сценариях. Это может свидетельствовать о нелинейных эффектах взаимодействия факторов, когда несколько воздействий умеренной интенсивности в совокупности приводят к экстремальному состоянию вихря.

Статистические характеристики температуры полярной шапки

Статистический анализ температуры полярной шапки за период с 1980 г. по 2020 г. выявляет существенные различия в характеристиках стратосферной циркуляции между климатическими сценариями (табл. 2). Среднее значение температуры варьирует в диапазоне от 214,1 К (сценарий GG) до 216,9 К (сценарий SST), что отражает различия в базовом радиационном режиме стратосферы при учёте различных климатических факторов.

Таблица 2

Статистические характеристики температуры полярной шапки (65°—90° с.ш., 10 гПа) по сценариям за период с 1980 г. по 2020 г.

Statistical characteristics of polar cap temperature (65°—90° N, 10 hPa) under the scenarios for the period 1980—2020

Сценарий	Среднее (К)	Ст. откл. (К)	μ (Сильный) (К)	μ (Слабый) (К)	ΔT (К)
All_var	215,6	3,1	211,5	219,5	8,0
ODS	214,3	2,7	210,5	217,7	7,1
Solar	215,8	3,0	211,9	219,9	7,9
SST	216,9	3,7	211,7	221,3	9,6
Aero	216,2	3,0	212,6	220,4	7,8
GG	214,1	3,1	210,0	218,2	8,2
Clim	216,0	2,4	212,6	218,8	6,2

Примечание. Температура усреднена по зимним месяцам (январь-февраль-март). μ (Сильный) — средняя температура для 10 зим с наиболее низкой температурой полярной шапки (сильный вихрь); μ (Слабый) — средняя температура для 10 зим с наиболее высокой температурой (слабый вихрь); ΔT — контраст между группами. Экстремальные значения в каждом столбце выделены жирным шрифтом.

Сценарий SST демонстрирует наибольшую межгодовую изменчивость температуры полярной шапки (стандартное отклонение $\sigma = 3,7$ К) и максимальный контраст между экстремальными состояниями вихря ($\Delta T = 9,6$ К). Это указывает на высокую чувствительность стратосферной циркуляции к океаническим процессам, которые модулируют как среднее состояние полярного вихря, так и частоту его экстремальных флуктуаций. Океанические аномалии влияют на распространение планетарных волн из тропосферы в стратосферу, что и определяет высокую изменчивость вихря в этом сценарии.

Сценарии ODS и GG характеризуются наиболее холодной стратосферой в среднем (214,3 К и 214,1 К соответственно) и демонстрируют экстремально низкие температуры для группы сильного вихря (210,5 К и 210,0 К). Это согласуется

с радиационными эффектами озонового истощения и роста концентрации CO_2 , которые охлаждают стратосферу и потенциально усиливают полярный вихрь. Примечательно, что сценарий GG также показывает один из наибольших контрастов между группами ($\Delta T = 8,2$ К), что подтверждает гипотезу об усилении стратосферной изменчивости в условиях роста концентрации парниковых газов и восстановления озонового слоя.

Напротив, сценарий *Clim* демонстрирует наименьшую изменчивость ($\sigma = 2,4$ К) и минимальный контраст ($\Delta T = 6,2$ К). Это может отражать стабилизирующее влияние долгосрочных океанических трендов на стратосферную динамику: медленные изменения температуры поверхности океана создают устойчивый фоновый паттерн волновой активности, который подавляет экстремальные отклонения полярного вихря.

Сценарий All_var занимает промежуточное положение по всем статистическим характеристикам (среднее $215,6$ К, $\sigma = 3,1$ К, $\Delta T = 8,0$ К). Отсутствие экстремальных значений в этом сценарии может свидетельствовать о частичной компенсации эффектов различных климатических факторов при их одновременном действии.

Критически важным является тот факт, что контраст температур между группами сильного и слабого вихря составляет от $6,2$ К до $9,6$ К для всех сценариев. Это обеспечивает достаточный термический контраст для надёжной идентификации экстремальных состояний полярного вихря и позволяет уверенно интерпретировать последующие различия в приземной температуре как следствие именно различий в стратосферной циркуляции, а не статистического шума.

Меридиональная структура температурного отклика

Анализ меридионального распределения температурного отклика на экстремальные состояния стратосферного полярного вихря выявляет существенную широтную неоднородность и её зависимость от временного лага (рис. 2). Для количественной оценки пространственной структуры отклика территория Северного полушария разделена на три широтные зоны: полярную (60° — 90° с.ш.), средние широты (30° — 60° с.ш.) и всё полушарие (30° — 90° с.ш.).

При нулевом временном лаге (синхронный отклик, январь-март) большинство сценариев демонстрирует либо слабую связь между состоянием полярного вихря и приземной температурой, либо выраженную зональную асимметрию отклика. Сценарий SST показывает наиболее интенсивный синхронный отклик с охлаждением полярной зоны на $1,4$ К при сильном вихре, что сопровождается умеренным охлаждением средних широт ($-0,4$ К). Это указывает на быструю реакцию атмосферной циркуляции на океанические аномалии: изменения температуры поверхности океана модифицируют распространение планетарных волн, что практически мгновенно влияет на связь между стратосферой и тропосферой.

Сценарии ODS и GG показывают потепление полярной зоны при сильном вихре ($+0,5$ К и $+1,0$ К соответственно). Это поведение может быть связано с нелинейными радиационными эффектами озоновой динамики и парниковых газов.

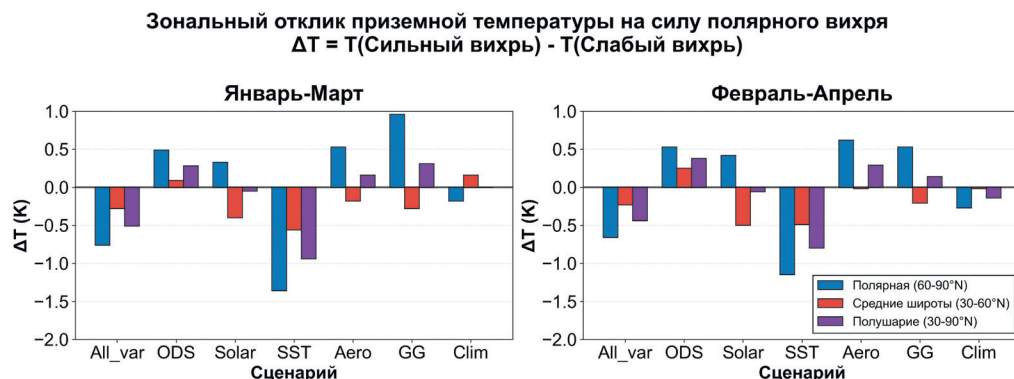


Рис. 2. Зональный отклик приземной температуры (1000 гПа) на экстремальные состояния стратосферного полярного вихря.

Показана разность $\Delta T = T_{(\text{сильный вихрь})} - T_{(\text{слабый вихрь})}$ для трёх широтных зон: полярная (60°—90° с.ш., синий), средние широты (30°—60° с.ш., красный) и всё полушарие (30°—90° с.ш., фиолетовый).

Левая панель — синхронный отклик (январь-март), правая панель — задержанный отклик (февраль-апрель). Отрицательные значения соответствуют охлаждению при сильном вихре, положительные — потеплению. Дипольная структура аномалий (противоположные знаки для полярной зоны и средних широт) отражает механизм Североатлантического колебания.

Fig. 2. Zonal response of near-surface air temperature (1000 hPa) to extreme states of the stratospheric polar vortex.

Shown is the difference $\Delta T = T_{(\text{strong vortex})} - T_{(\text{weak vortex})}$ for three latitudinal bands: the polar region (60°—90° N, blue), the midlatitudes (30°—60° N, red), and the entire hemisphere (30°—90° N, purple). The left panel shows the synchronous response (January-March), and the right panel shows the lagged response (February-April). Negative values correspond to cooling during a strong vortex, while positive values indicate warming. The dipolar structure of the anomalies (opposite signs in the polar region and midlatitudes) reflects the mechanism of the North Atlantic Oscillation.

Антропогенное озоновое истощение и рост концентрации CO₂ не только охлаждают стратосферу, но и изменяют базовое состояние атмосферы, модифицируя тем самым классические механизмы стратосферно-тропосферного взаимодействия. В частности, изменение вертикального градиента температуры может приводить к перестройке путей распространения волн и, как следствие, к инверсии знака отклика в полярных регионах.

Сценарий All_var демонстрирует умеренное полярное охлаждение (−0,8 К) при практически нулевом отклике на средних широтах, что отражает частичную компенсацию различных факторов при их одновременном действии. Сценарии Solar, Aero и Clim показывают близкие к нулю или слабо выраженные аномалии, что указывает на отсутствие систематического синхронного влияния вихря на приземную температуру в этих конфигурациях.

При временном лаге в один месяц (задержанный отклик, февраль-апрель) наблюдается качественное изменение пространственной структуры отклика. Практически все сценарии демонстрируют усиление или проявление дипольной структуры аномалий, характерной для механизма Североатлантического колебания:

охлаждение/потепление в одной зоне сопровождается противоположным по знаку откликом в другой зоне. Сценарий SST сохраняет наиболее интенсивный отклик с полярным охлаждением $-1,2$ К, что подтверждает устойчивость океанического влияния на стратосферно-тропосферное взаимодействие на субсезонных временных масштабах.

Критически важным результатом является изменение поведения сценария All_var: полярное охлаждение сохраняется на уровне $-0,7$ К, но средние широты демонстрируют переход к слабому охлаждению ($-0,1$ К), что формирует более однородную структуру отклика по сравнению с нулевым лагом. Это может свидетельствовать о том, что при одновременном действии нескольких факторов для проявления полноценного стратосферно-тропосферного взаимодействия требуется больше времени.

Сценарий ODS демонстрирует усиление аномального полярного потепления до $+0,5$ К при потеплении средних широт ($+0,3$ К), что указывает на систематическое нарушение классической связи вихрь-температура в условиях антропогенного озонового истощения. Сценарий Aero показывает качественное изменение отклика: переход от слабых разнонаправленных аномалий при нулевом лаге к выраженной дипольной структуре с полярным потеплением ($+0,6$ К) и охлаждением средних широт ($-0,1$ К) при лаге в один месяц. Это может отражать специфику влияния вулканических аэрозолей на временные масштабы стратосферно-тропосферного взаимодействия: аэрозоли изменяют радиационный режим и устойчивость атмосферы, что задерживает и модифицирует проявление стратосферного сигнала в тропосфере.

Диапазон межсценарной изменчивости полярного отклика составляет от $-1,4$ К до $+1,0$ К при нулевом лаге и от $-1,2$ К до $+0,6$ К при лаге в один месяц. Для средних широт диапазон существенно меньше: от $-0,4$ К до $+0,2$ К, что указывает на большую устойчивость тропосферной циркуляции на средних широтах к прямому стратосферному форсингу. Это можно объяснить тем, что на средних широтах тропосферная динамика в большей степени определяется местными процессами (бароклинная неустойчивость, орография, контрасты суша-океан), тогда как полярные регионы более чувствительны к стратосферным возмущениям из-за меньшей роли локальных факторов.

Анализ зональной структуры подтверждает, что временная задержка в 1—2 месяца является критической для проявления систематической связи между состоянием полярного вихря и приземной температурой в большинстве сценариев. Исключением является сценарий SST, демонстрирующий устойчивый отклик на обоих временных масштабах, что связано с инерционностью океанической системы и её способностью поддерживать аномалии атмосферной циркуляции на субсезонных временных масштабах.

Пространственное распределение температурных аномалий

Композитные карты разности приземной температуры между периодами с сильным и слабым стратосферным полярным вихрем выявляют выраженную региональную неоднородность отклика при синхронном взаимодействии

(январь-март, рис. 3). Статистически значимые аномалии ($p < 0,05$) охватывают от 2 до 32 % территории Северного полушария в зависимости от сценария, что указывает на локализованный характер стратосферно-тропосферного взаимодействия. Сценарий SST демонстрирует максимальную площадь значимого отклика (32,2 %), тогда как сценарий Clim показывает минимальную (6,1 %), что подтверждает ведущую роль океанических процессов в формировании устойчивых температурных аномалий. В областях статистически значимого отклика амплитуда локальных аномалий достигает ± 2 — 3 К, что существенно превышает средние по полушарию значения (см. рис. 2).

При синхронном отклике (январь-март, рис. 3) наиболее обширные статистически значимые аномалии наблюдаются в Североатлантическом секторе.

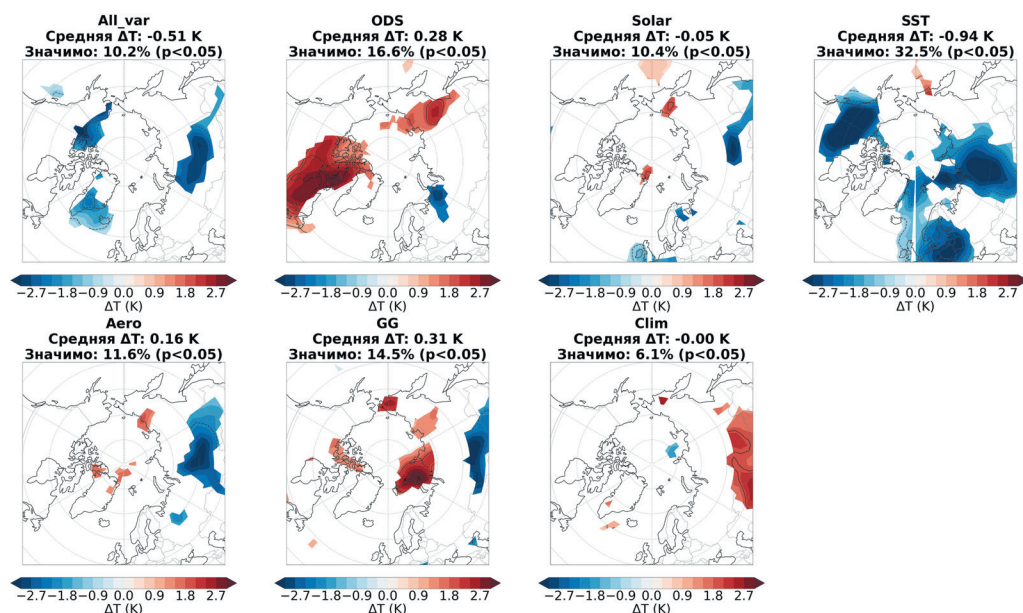


Рис. 3. Композитные карты разности приземной температуры (уровень 1000 гПа) между периодами с сильным и слабым стратосферным полярным вихрем при синхронном отклике (январь-март).

Показана разность $\Delta T = T_{\text{(сильный вихрь)}} - T_{\text{(слабый вихрь)}}$ для семи климатических сценариев. Синие оттенки соответствуют охлаждению при сильном вихре, красные — потеплению. Над каждой панелью указано среднее значение ΔT по Северному полушарию (30° — 90° с.ш.). Чёрные изолинии показывают контуры аномалий с шагом 1 К. Цветом отражены только значимые изменения ($p < 0,05$).

Fig. 3. Composite maps of near-surface air temperature differences (1000 hPa) between periods with a strong and a weak stratospheric polar vortex for the synchronous response (January-March). The difference $\Delta T = T_{\text{(strong vortex)}} - T_{\text{(weak vortex)}}$ is shown for seven climate scenarios. Blue shading indicates cooling during a strong vortex, while red shading indicates warming. Above each panel, the hemispheric-mean ΔT over the Northern Hemisphere (30° — 90° N) is indicated. Black contour lines show anomaly contours with a 1 K interval. Only significant changes ($p < 0.05$) are shown in color.

Сценарий SST демонстрирует максимальную площадь значимого отклика среди всех сценариев (32,2 %) с формированием когерентной области интенсивного охлаждения, распространяющейся от Северной Атлантики до Баренцева моря (до -2 К). Сценарий All_var показывает умеренную площадь значимости (16,4 %) с фрагментированными областями охлаждения над Северной Атлантикой и Скандинавией (до $-1,5$ К). Сценарий Solar, несмотря на визуально выраженные аномалии на картах, характеризуется низкой статистической значимостью (10,4 %), что указывает на высокую межгодовую изменчивость солнечного влияния на стратосферно-тропосферную связь.

Доминирование сценария SST по площади статистически значимого отклика указывает на критическую роль океанических процессов в формировании устойчивых региональных температурных аномалий. Аномалии температуры поверхности океана формируют распространение атлантических циклонов и создают устойчивые градиенты на границе океан-атмосфера, что обеспечивает пространственную когерентность и статистическую надёжность температурного отклика на субсезонных временных масштабах.

Континентальная Евразия демонстрирует высокую межсценарную изменчивость с фрагментированной структурой статистически значимых аномалий. Аномальное поведение сценариев ODS и GG показывает статистически значимое потепление при сильном полярном вихре вместо ожидаемого охлаждения. Сценарий ODS демонстрирует локализованные области интенсивного потепления над Восточной Европой и Западной Сибирью (до $+2,5$ К), при этом площадь статистически значимого отклика составляет 16,1 %. Сценарий GG показывает сходный паттерн с площадью значимости 14,5 % и интенсивными положительными аномалиями над Восточной Сибирью (до $+2$ К).

Это аномальное поведение указывает на качественную модификацию механизмов стратосферно-тропосферного динамического взаимодействия под влиянием антропогенных факторов. Антропогенное истощение озонового слоя (ODS) и рост концентрации парниковых газов (GG) не только охлаждают стратосферу (см. табл. 2), но и изменяют радиационный баланс и характер распространения планетарных волн, что приводит к инверсии знака регионального температурного отклика по сравнению с естественными сценариями. Сценарии *Solar* (10,4 % значимости) и *Aero* (13,6 %) демонстрируют фрагментированную структуру с чередованием областей потепления и охлаждения вдоль Евразийского континента, что отражает мозаичный характер влияния этих факторов на стратосферную динамику.

Североамериканский континент и северная часть Тихого океана характеризуются минимальной площадью статистически значимого отклика среди всех рассматриваемых регионов. В большинстве сценариев над Северной Америкой наблюдаются фрагментированные области слабых аномалий ($\pm 0,5$ — $1,0$ К), не достигающие статистической значимости. Это может отражать конкурирующее влияние локальных факторов — орографии Скалистых гор и океанических аномалий, связанных с ENSO и междекадной изменчивостью Тихого океана, что подавляет формирование устойчивого регионального отклика на стратосферное

воздействие. Систематически меньшая площадь значимых аномалий в Тихоокеанско-Североамериканском секторе по сравнению с Атлантическим подтверждает доминирующую роль Североатлантического колебания как основного механизма трансляции стратосферных аномалий в тропосферу.

Центральная Арктика (полюс и прилегающие акватории Северного Ледовитого океана) характеризуется высокой зональной неоднородностью с фрагментированной структурой статистически значимых аномалий. Сценарии All_var и SST демонстрируют отдельные области значимого потепления в арктических секторах при сильном вихре, что может отражать усиление адвекции тепла из средних широт при положительной фазе кольцевой моды. Однако общая площадь значимых аномалий в Арктике остаётся ограниченной, что указывает на высокую межгодовую изменчивость арктического отклика и его зависимость от конкретной конфигурации стационарных планетарных волн.

Количественная оценка межсценарной согласованности выявляет, что только 20—30 % территории Северного полушария демонстрирует согласованный по знаку отклик в большинстве (≥ 5) сценариев. Наибольшая согласованность наблюдается в Североатлантическом секторе, где 5 сценариев (All_var, Solar, SST, Aero, Clim) показывают области охлаждения при сильном вихре, тогда как ODS и GG демонстрируют аномальное потепление. Над континентальной Евразией согласованность минимальна: присутствуют как сценарии с доминированием значимого охлаждения (All_var, SST), так и сценарии с преобладанием потепления (ODS, GG). Это отражает высокую чувствительность континентальных регионов к различным климатическим факторам.

Выявленная региональная специфика и высокая межсценарная изменчивость статистически значимого отклика подчёркивают, что влияние стратосферного полярного вихря на приземный климат не является глобально-однородным процессом, а определяется сложным взаимодействием стратосферного воздействия с региональными особенностями циркуляции и особенностями климатических факторов. Различия в площади статистически значимых аномалий между сценариями отражают роль конкретных климатических драйверов в модуляции стратосферно-тропосферного динамического взаимодействия: океанические процессы (SST) обеспечивают максимальную площадь устойчивого отклика (32,2 %), тогда как комбинация долгосрочных трендов (Clim) не создаёт условий для формирования систематической связи (6,1 %). Антропогенные факторы (ODS и GG) не просто модифицируют амплитуду отклика, но качественно изменяют его знак в континентальных регионах, что важно для понимания эволюции стратосферно-тропосферного взаимодействия в условиях антропогенного изменения климата.

Следует заметить, что стратосферно-тропосферное динамическое взаимодействие определяется не только изменчивостью полярной стратосферы, но и состоянием тропосферы: при некоторых изменениях вихря (в том числе сильных) высокая изменчивость тропосферы не позволяет выделить влияние стратосферы, а при более слабых — позволяет. Кроме того, существенное влияние на тропосферу могут оказать и динамические процессы протяженностью меньше месяца,

изучение которых в продолжение данного исследования будет проводиться на основе композитов с меньшими временными периодами.

Заключение

В проведённом исследовании количественно оценен относительный вклад различных климатических факторов в формирование влияния стратосферного полярного вихря на приземную температуру Северного полушария на основе композитного анализа семи сценариев расчетов с использованием модели SOCOLv3 за период с 1980 г. по 2020 г.

Основным результатом работы является количественная оценка площади статистически значимого температурного отклика ($p < 0,05$) на экстремальные состояния полярного вихря, которая варьирует от 6,1 % до 32,2 % территории Северного полушария в зависимости от климатического фактора. Это указывает на локализованный характер стратосферно-тропосферного взаимодействия и роль различных климатических факторов в его формировании. Межсценарное согласие в идентификации экстремальных зим составляет 40 % для сильного вихря и 50 % для слабого вихря, что демонстрирует существенную зависимость характера стратосферной циркуляции от рассматриваемого климатического воздействия.

Сравнительный анализ выявил доминирующую роль океанических процессов в формировании устойчивых температурных аномалий. Сценарий SST демонстрирует максимальную площадь статистически значимого отклика (32,2 %) с формированием согласующихся областей интенсивного охлаждения в Североатлантическом секторе (до -2 К при сильном вихре). Это связано с тем, что аномалии температуры поверхности океана модулируют траектории атлантических циклонов и создают устойчивые градиенты на границе океан-атмосфера, обеспечивая пространственную когерентность и статистическую надёжность отклика. Напротив, сценарий Clim, учитывающий комбинацию долгосрочных океанических трендов и роста концентрации парниковых газов, показывает минимальную площадь значимого отклика (6,1 %), что указывает на отсутствие систематической связи при изолированном учёте этих факторов.

Для сценариев с влиянием только антропогенных факторов (ODS и GG) результаты расчетов показали систематическое потепление континентальных регионов при сильном вихре. Это указывает на то, что антропогенное озоновое истощение и рост концентрации парниковых газов не просто модифицируют амплитуду, но качественно изменяют структуру и региональные проявления стратосферно-тропосферного взаимодействия, что согласуется с недавними модельными исследованиями [4, 12]. Инверсия знака регионального отклика в этих сценариях может быть связана с модификацией радиационного баланса стратосферы и изменением характера распространения планетарных волн.

Пространственный анализ выявил выраженную региональную особенность температурного отклика. Наибольшая межсценарная согласованность наблюдается в Североатлантическом секторе, где пять из семи сценариев демонстрируют охлаждение при сильном вихре, формируя картину, характерную для влияния

Североатлантического колебания, с амплитудой локальных статистически значимых аномалий до ± 2 — 3 К. Над континентальной Евразией межсценарная согласованность минимальна: наблюдаются как сценарии с преобладанием охлаждения (All_var, SST), так и сценарии с доминированием потепления (ODS, GG), что отражает сложное взаимодействие стратосферного воздействия с региональными факторами (орография, контрасты суша-океан, стационарные волны). Североамериканский и Тихоокеанский секторы характеризуются минимальной площадью статистически значимых аномалий, что подтверждает доминирующую роль Атлантического сектора в механизмах стратосферно-тропосферного взаимодействия.

Практическая значимость результатов определяется выявленными закономерностями факторной модуляции стратосферно-тропосферного взаимодействия. Установлено, что различные климатические факторы не только количественно, но и качественно изменяют характер связи между стратосферным полярным вихрем и приземной температурой. Результаты подтверждают необходимость комплексного учёта множественных климатических факторов при анализе стратосферно-тропосферных взаимодействий и демонстрируют важность включения стратосферных процессов в прогностические модели субсезонного масштаба. Выявленная региональная специфика отклика и критическая роль океанических процессов могут быть использованы для калибровки региональных климатических моделей и улучшения качества субсезонных прогнозов температуры, особенно в Североатлантическом секторе.

References

1. Baldwin M. P., Ayarzagüena B., Birner T. et al. Sudden stratospheric warmings. *Reviews of Geophysics*. 2021;59(1):e2020RG000708. doi: 10.1029/2020RG000708.
2. Domeisen D. I. V., Butler A. H. Stratospheric drivers of extreme events at the Earth's surface. *Communications Earth & Environment*. 2020;1(1). doi: 10.1038/s43247-020-00060-z.
3. Tian W., Huang J., Zhang J. et al. Role of stratospheric processes in climate change: Advances and challenges. *Advances in Atmospheric Sciences*. 2023; 40(8):1379—1400. doi: 10.1007/s00376-023-2341-1.
4. Kim S.-J., Choi H. Polar vortex weakening and its impact on surface temperature in recent decades. *Polar Research*. 2024; 43. doi: 10.33265/polar.v43.9723.
5. Kidston J., Scaife A. A., Hardiman S. C. et al. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*. 2015; 8(6):433—440. doi: 10.1038/ngeo2424.
6. Baldwin M. P., Dunkerton T. J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*. 2001; 294(5542):581—584. doi: 10.1126/science.1063315.
7. Stenke A., Schraner M., Rozanov E. et al. The SOCOL version 3.0 chemistry–climate model: description, evaluation, and implications from an advanced transport algorithm. *Geoscientific Model Development*. 2013; 6(5):1407—1427. doi: 10.5194/gmd-6-1407-2013.
8. Usacheva M., Rozanov E., Zubov V. et al. Temperature and ozone response to different forcing in the lower troposphere and stratosphere. *Atmosphere*. 2024; 15(11):1289. doi: 10.3390/atmos15111289.
9. Matthes K., Funke B., Szlag M. E. et al. Solar forcing for CMIP6 (v3.2). *Geoscientific Model Development*. 2017; 10(6):2247—2302. doi: 10.5194/gmd-10-2247-2017.
10. Fahey D., Newman P. A., Pyle J. A., et al. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018*. Global Ozone Research and Monitoring Project — Report No. 58. Geneva: World Meteorological Organization, 2018: 588 p.
11. MetOffice Data. Available at: <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html> (accessed on: 10.09.2025).

12. Ermakova T., Koval A., Didenko K. et al. Analyzing stratospheric polar vortex strength and persistence under different QBO and ENSO phases: Insights from the model study. *Atmosphere*. 2025; 16(12):1371. doi: 10.3390/atmos16121371
13. Didenko K. A., Koval A., Ermakova T., et al. Natural Tropical Oscillations phase impact on stationary and westward travelling planetary waves. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2025;25(20):13799—13813. doi: 10.5194/acp-25-13799-2025.
14. Baldwin M. P., Birner T., Ayarzagüena B. Tropospheric amplification of stratosphere–troposphere coupling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2024; 150(765):5188—5205. doi: 10.1002/qj.4864.
15. Baldwin M. P., Thompson D. W. J. A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2009;135(644):1661—1672. doi: 10.1002/qj.479.
16. Huang J., Hitchcock P. Defining Arctic stratospheric polar vortex intensification events. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2023; 128(22):e2023JD039373. doi: 10.1029/2023JD039373.
17. Kumar A., Karami K., Jacobi C. A 45-year climatological study of Arctic stratospheric polar vortex dynamics and morphology using ERA5 data (1979—2023). *Climate Dynamics*. 2025; 63(10):403. doi: 10.1007/s00382-025-07889-0.
18. Lawrence Z. D., Perlwitz J., Butler A. H., et al. The remarkably strong Arctic stratospheric polar vortex of winter 2020: Links to record-breaking Arctic Oscillation and ozone loss. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2020; 125(22):e2020JD033271. doi: 10.1029/2020JD033271.

Информация об авторах

Ткаченко Маргарита Александровна, инженер-исследователь лаборатории исследований озонового слоя и верхней атмосферы, Санкт-Петербургский государственный университет, инженер-исследователь. Инженер лаборатория моделирования средней и верхней атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет. tkachenko_m@spbu.ru.

Окуличева Арина Андреевна, инженер лаборатории моделирования средней и верхней атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет, инженер. arina-okulichева@mail.ru.

Симакина Татьяна Евгеньевна, кандидат физико-математических наук, доцент кафедры экспериментальной физики атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет, tatiana.simakina@gmail.com.

Зубов Владимир Аркадьевич, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник лаборатории исследований озонового слоя и верхней атмосферы, Санкт-Петербургский государственный университет, v.a.zubov@spbu.ru.

Розанов Евгений Владимирович, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории исследований озонового слоя и верхней атмосферы, Санкт-Петербургский государственный университет, eugene.rozanov@rmodwrc.ch.

Смышляев Сергей Павлович, кандидат физико-математических наук, профессор кафедры метеорологических прогнозов, Российский государственный гидрометеорологический университет, профессор, smyshl@rshu.ru.

Information about authors

Margarita A. Tkachenko, Research engineer, Lab. For Ozone Layer and Upper Atmosphere Research, St. Petersburg State University; Engineer, Lab. Of Middle and Upper Atmosphere Modeling, Russian State Hydrometeorological University.

Arina A. Okulichева, Engineer, Lab. of Middle and Upper Atmosphere Modeling, Russian State Hydrometeorological University.

Tatiana E. Simakina, PhD (Phys.-Math.), Associate professor, Dept. of Experimental Atmospheric Physics, Russian State Hydrometeorological University.

Vladimir A. Zubov, PhD (Phys.-Math.), Research fellow, Lab. for Ozone Layer and Upper Atmosphere Research, St. Petersburg State University.

Evgeny V. Rozanov, PhD (Phys.-Math.), Senior researcher, Lab. for Ozone Layer and Upper Atmosphere Research, St. Petersburg State University.

Sergey P. Smyshlyaev, Dr. Sci. (Phys.-Math.) Professor, Dept. of Meteorological Forecasting, Russian State Hydrometeorological University.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 28.01.2026

Принята в печать 27.02.2026

The article was received on 28.01.2026

The article was accepted on 27.02.2026

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 39—53.
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):39—53.

КЛИМАТОЛОГИЯ

Научная статья
УДК [551.524:551.583](6-11)
doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-39-53

Современные климатические изменения температуры воздуха в Восточной Африке

Нзамбимана Энок, Владимир Алексеевич Лобанов

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург,
Россия, enonzamb@gmail.com

Аннотация. Осуществлено уточнение современных изменений среднемесячных и среднегодовых температур воздуха на территории Восточной Африки. Установлено, что до 1960 г. проявление изменения климата в рядах температуры не наблюдается, поэтому современные изменения рассматривались за одинаковый для всех станций период с 1960 г. по 2024 г. Количественные оценки повышения температуры воздуха в разные сезоны года разные и наибольшее повышение до 1,5—2,5 °С имеет место в северных районах Судана и западных районах Уганды в апреле и июле. Повышение температуры колеблется от 0,1 до 1 °С в центральной части территории и от 1,0 до 1,9 °С в северо-западных и западных и восточных частях Восточной Африки.

Ключевые слова: изменение климата, Восточная Африка, температура воздуха, статистические методы.

Для цитирования: Энок Н., Лобанов В. А. Современные климатические изменения температуры воздуха в Восточной Африке // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 39—53. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-39-53.

CLIMATOLOGY

Original article

Modern climate changes of air temperature in East Africa

Nzambimana Enoch, Vladimir A. Lobanov

Russian State Hydrometeorological University

Summary. The current changes in monthly and annual average air temperatures in East Africa have been clarified. For this purpose, a regional database was formed based on information from various sources, data quality was assessed using statistical criteria of uniformity and stationarity, and omissions of observations were restored and the series were adjusted to a multi-year period based on the relationship with longer series in analog points. It has been established that before 1960, the manifestation of climate change in temperature ranges was not observed. Therefore, modern changes were considered for the same period

for all stations from 1960 to 2024. The refinement of modern changes is also obtained based on the selection of the most suitable time series model for both stationary and non-stationary averages (linear trend, stepwise changes in average). As a result, refined temperature changes were calculated, and spatial maps of these changes were constructed both in °C and in relation to natural variability. Quantitative assessment of air temperature increase in different seasons of the year are different and the greatest increase up to 1,5—2,5 °C occurs in the northern regions of Sudan and western regions of Uganda in April and July. Temperature increase fluctuates from 0,1 to 1 °C in the central part of the territory and from 1,0 to 1,9 °C in the northwestern and western and eastern parts of East Africa.

Keywords: climate change, East Africa, air temperatures, assessment of changes.

For citation: Enock N., Lobanov V. A. Modern climate changes of air temperature in East Africa *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(39—53). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-39-53. (In Russ.).

Введение

Регион Восточной Африки охватывает Африканский Рог и страны Великих африканских озер (озера Виктория и Танганьика), расположен между 11,7° ю.ш. и 25° с.ш. и между 21,7° и 51,2° в.д. и включает 11 стран: Судан, Южный Судан, Эритрея, Джибути, Эфиопия, Сомали, Кения, Уганда, Руанда, Бурунди, Танзания.

Восточная Африка, несмотря на свое экваториальное положение, является относительно засушливым районом [1—3]. Климат Восточной Африки отличается от климата Центральной и Западной Африки, что обусловлено динамикой внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), приносящей сухой воздух с севера Африки в зимний период, а также влиянием холодного Сомалийского течения в летний период, поэтому важной задачей является оценка влияния современного изменения климата на температуру воздуха и осадки в этой части африканского континента, а также на температуру поверхности прилегающей акватории Индийского океана.

Главная особенность восточноафриканского региона — достаточно стабильная температура: средняя температура зимой составляет 18—24 °C по региону, летом от 24 °C до 32 °C с пиками до 32—42 °C. Климат на Восточно-Африканском плато теплый, зимой мало осадков. В горах осадков гораздо больше — до 3000 мм. Нижние склоны Эфиопского нагорья характеризуются достаточно высокими летними температурами до 50 °C [4—10].

Согласно докладом Всемирной метеорологической организации (ВМО), Африка, как и остальные части земного шара, испытывает влияние современного потепления. В 2021 г. температура в Восточной Африке была на 0,6 °C выше среднего показателя за период с 1981 г. по 2010 г. и на 1,04 °C выше среднего показателя за период с 1961 г. по 1990 г. [11]. В 2022 г. наблюдалась положительная аномалия температуры на 0,14 °C по сравнению со средним значением за период с 1991 г. по 2020 г. и на 0,9 °C — по сравнению со средним значением за период с 1961 г. по 1990 г. Средние температуры в регионе увеличились на 0,7—1,0 °C за период с 1973 г. по 2013 г. в зависимости от сезона [12]. Повышение максимальных и минимальных температур отмечается по всему региону и сопровождается значительным ростом теплых ночей, теплых дней и теплых периодов. Наибольший рост температур выявлен в северных и центральных регионах [13, 14]. По данным Сети систем раннего предупреждения о голоде (FEWSNET), повышение сезонной

температуры имеет место во многих районах Эфиопии, Кении, Южного Судана и Уганды уже в течение последних 50 лет.

К сожалению, качество информации, на основе которой получены различные оценки роста температуры воздуха, часто невысокое, что связано как с неоднородностью данных из-за смены приборов и местоположения метеостанций, так и с разной продолжительностью многолетних наблюдений и наличием больших периодов с отсутствием наблюдений. Целью настоящей статьи является уточнение оценок изменений температуры воздуха за фиксированный последний период наблюдений до 2024 г. на основе более качественных данных. При этом данное исследование направлено на решение двух основных задач:

— корректная количественная оценка современных изменений температуры воздуха на каждой метеостанции за период с 1960 г. по 2024 г.;

— обобщение полученных результатов изменения среднемесячных и среднегодовых значений температуры воздуха по территории Восточной Африки с выделением областей наибольшего потепления.

Исходные данные и оценка их качества

Основой для формирования региональной климатической базы данных (БД) по Восточной Африке послужили наиболее продолжительные многолетние ряды наблюдений среднемесячных температур воздуха, представленные на сайте Метеорологического института Королевства Нидерланды по 46 метеостанциям (рис. 1) [15]. Однако эти ряды не включали последние годы наблюдений и в лучшем случае заканчивались в 2019 г. Кроме того, пункты наблюдений размещены по территории неравномерно и в южной части их было существенно меньше, чем в северной, поэтому была привлечена дополнительная информация из метеорологического архива с сайта *pogodaiklimat* [16], благодаря чему число станций было увеличено до 74 и данные наблюдений дополнены до 2024 г., что позволило уменьшить пространственную неравномерность их расположения в южной части территории. В связи с тем, что архив сайта *pogodaiklimat* не является официальным, было проведено сравнение информации по двум архивам за совместный период. Выявлено, что коэффициенты корреляции (R) между рядами двух архивов, особенно в южной части, были в основном в диапазоне 0,9—1,0, причем отклонения от функциональной зависимости, обусловленные 1—2 точками, не влияют на оценку долгопериодных изменений средних значений.

Кроме этих пунктов наблюдений в региональную БД для сравнения изменений температуры на океане и суше были включены 3 метеостанции на островах Индийского океана (рис. 1) и 3 точки регулярной сетки температуры воды океана с координатами: точка 1: 53,8° в.д., 7,5° с.ш., точка 2: 46,4° в.д., 2,1° ю.ш., точка 3: 44,6° в.д., 11,3° ю.ш. в пределах Сомалийского течения, которое влияет на температуру воздуха восточной части Африки (рис. 1). В этих точках выбирались ряды среднемесячных температур поверхности океана (ТПО) из архива Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды 5-го поколения ECMWF ERA5 за период с 1960 г. по 2024 г. [17, 18].



Рис. 1. Расположение метеостанций в Восточной Африке и на сопредельных территориях.

Fig. 1. Location of weather stations in East Africa and adjacent territories.

Оценка качества информации осуществлялась с помощью статистических критериев Диксона и Смирнова-Граббса при оценке однородности резко отклоняющихся экстремумов эмпирических распределений и стационарности средних значений и дисперсий по статистическим критериям Стьюдента и Фишера соответственно [19—20]. Также выполнялось восстановление пропусков и приведение непродолжительных рядов наблюдений к многолетнему периоду на основе методики, основанной на построении регрессионных уравнений с более продолжительными рядами в пунктах — аналогах [21]. В результате в небольшом числе случаев были выявлены и исключены неоднородные наблюдения, которые обычно имели место в начале ряда наблюдений, а также была восстановлена большая часть пропусков наблюдений и продолжительность рядов увеличена в среднем на 20—30 лет.

Методика исследования

Методика исследования включала две основные части: оценку современных изменений температуры воздуха и выявление причин этих изменений для Восточной Африки.

Первая часть методики связана с использованием наиболее надежных данных наблюдений, с их продолжительностью и структурой временного ряда наблюдений, которая определяет вид изменения среднего значения. Это может быть стационарная выборка, когда изменений среднего значения нет или изменения среднего есть, но надо выбрать, какой из моделей они больше соответствуют: линейному тренду, ступенчатым переходам от одного стационарного среднего к другому, гармоническим колебаниям и т. п. От рассматриваемого периода и типа модели временного ряда будет зависеть правильность оценки изменений. Так, если типу изменения среднего значения больше соответствует модель линейного тренда, то изменения за выбранный период в n лет будут разностью между рассчитанными по тренду значениями температуры воздуха в последний ($T_{\text{тр}n}$) и первый ($T_{\text{тр}1}$) годы этого периода ($\Delta T_{\text{тр}} = T_{\text{тр}n} - T_{\text{тр}1}$). Если же типу изменений среднего значения больше соответствует модель ступенчатых изменений или переходов от одного стационарного среднего к другому, то изменения определяются как разность между двумя средними: $\Delta T_{\text{ст}} = T_{\text{ст}2} - T_{\text{ст}1}$.

Для оценки эффективности той или иной модели среднего значения, включая и модель стационарного среднего, с которой происходит сравнение, применяются показатели оценки эффективности модели нестационарного среднего, обоснование и применение которых приведено во многих ранее опубликованных работах, например, [22—25]. Показатели основаны на сравнении остаточной дисперсии модели стационарного среднего с остаточными дисперсиями моделей нестационарного среднего: тренд, ступенчатые изменения среднего и т. д.

Стандартное отклонение остатков модели стационарного среднего равно среднему квадратическому отклонению (СКО) временного ряда (σ_y) и поэтому является наибольшим. Если модель нестационарного среднего эффективнее модели стационарного среднего, то стандартное отклонение ее остатков (σ_ε) должно быть значимо меньше, чем для стационарной модели. Это отличие можно допустить существенным, если относительная разность стандартов остатков стационарной и нестационарной модели более 10 %, что обычно превышает погрешность наблюдений, и определяется по формуле:

$$\Delta = \frac{(\sigma_y - \sigma_\varepsilon)}{\sigma_y} 100 \%, \quad (1)$$

где: Δ — показатель эффективности модели нестационарного среднего.

Статистическую значимость в различии σ_y и σ_ε можно оценить по критерию Фишера $F = \sigma_y^2 / \sigma_\varepsilon^2$, где $\sigma_y^2 \geq \sigma_\varepsilon^2$. В работе принято, что если $\Delta \leq 10 \%$, то временному ряду соответствует модель стационарного среднего, а при $\Delta > 10 \%$ — модель нестационарного среднего. В случае, если $\Delta > 10 \%$ для обеих моделей (для модели тренда $\Delta_{\text{тр}} > 10 \%$ и для модели ступенчатых изменений среднего $\Delta_{\text{ст}} > 10 \%$),

то определяется разность по модулю $d = \Delta_{\text{тр}} - \Delta_{\text{ст}}$. Если $d < 5\%$, то изменения ΔT вычисляются как среднее из $\Delta T_{\text{тр}}$ и $\Delta T_{\text{ст}}$. Если же разность $d \geq 5\%$, то ΔT вычисляются по модели с большим Δ .

Например, для многолетнего ряда температур июля на метеостанции 62600 Wadi Halfa получено $\Delta_{\text{тр}} = 41,7\%$, $\Delta_{\text{ст}} = 48,9\%$, $\Delta_{\text{ст}} > \Delta_{\text{тр}}$ и разность между ними $d = 7,2\%$, что больше 5% , поэтому изменения температуры определяем по модели ступенчатых изменений, как $\Delta T_{\text{ст}} = T_{\text{сп}2} - T_{\text{сп}1}$. Для многолетнего ряда температур июля на метеостанции 62654 Masindi $\Delta_{\text{тр}} = 37,0\%$, $\Delta_{\text{ст}} = 30,4\%$, $\Delta_{\text{тр}} > \Delta_{\text{ст}}$ и разность между ними $d = 6,6\%$, что больше 5% и поэтому изменения температуры определяем по модели тренда как $\Delta T_{\text{тр}} = T_{\text{тр}n} - T_{\text{тр}1}$. На метеостанции 63671 Wajir $\Delta_{\text{тр}} = 28,0\%$, $\Delta_{\text{ст}} = 27,7\%$, разность между ними $d < 5\%$ и ΔT рассчитывается как среднее $(\Delta T_{\text{тр}} + \Delta T_{\text{ст}})/2$.

В данной работе из класса моделей нестационарного среднего рассматриваются только модели линейного тренда и ступенчатых изменений, так как практическое применение других видов моделей, например, гармонических колебаний, полиномиальных трендов, показало неэффективность и неустойчивость их коэффициентов.

Примеры соответствия временных рядов температур воздуха за последние 65 лет (1960—2024 гг.) как модели ступенчатых изменений, так и модели тренда на разных метеостанциях показаны на рис. 2.

Вторым не менее важным вопросом является выбор периода, за который рассматриваются современные изменения. Необходимо, чтобы он был достаточно продолжительным, включал наблюдения практически по всем станциям и именно внутри этого периода должны происходить изменения.

В соответствии с докладами МГЭИК [13, 14] считается, что основные изменения температуры произошли во второй половине XX века. Также начало большинства наблюдений на метеостанциях Восточной Африки относится к концу 1950 г. — началу 1960 г., поэтому рассматриваемый период был задан в 1960 г.

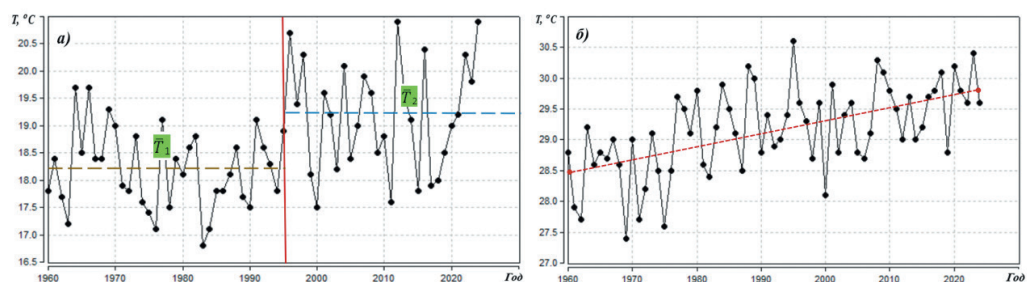


Рис. 2. Примеры оценки современных изменений температур воздуха ΔT за январь по модели: а) ступенчатых изменений на метеостанции Jimma; б) линейного тренда на метеостанции Wajir.

Fig. 2. Examples of assessing current changes in air temperatures ΔT for January using: а) the step-change model on Jimma weather station; б) trend model on Wajir weather station.

Для оценки стационарности временных рядов температур воздуха за предыдущий период до 1960 г. и нестационарности с 1960 г. были рассчитаны коэффициенты корреляции между температурой воздуха и временем (R) за два рассматриваемых периода и их пространственные распределения приведены на рис. 3, где желтым цветом представлены области со статистически незначимыми R при уровне значимости $\alpha = 5\%$ и $R_{кр} = \pm 0,30$, а зеленым — статистически значимые. Как следует из рис. 3 *а* за период с начала наблюдений на действующих в то время метеостанциях до 1959 г. статистически значимая связь между температурой воздуха и временем отсутствует, а с 1960 г. (рис. 3 *б*) имеет место на большей части территории Восточной Африки. Появление статистически значимых R за период с 1960 г. по 2024 г. свидетельствует о статистической значимости модели тренда. Полученные результаты справедливы не только для рядов наблюдений, но и для рядов, приведенных к многолетнему периоду с восстановленными пропусками.

В данном исследовании рассматривался постоянный период с 1960 г. по 2025 г. При этом изменения определялись как для наблюдаемых данных, так с учетом увеличения продолжительности рядов и восстановления пропусков. За период с 1960 г. таких случаев восстановления данных было немного (всего 0,3 % от общего числа случаев) по сравнению с периодом до 1960 г.

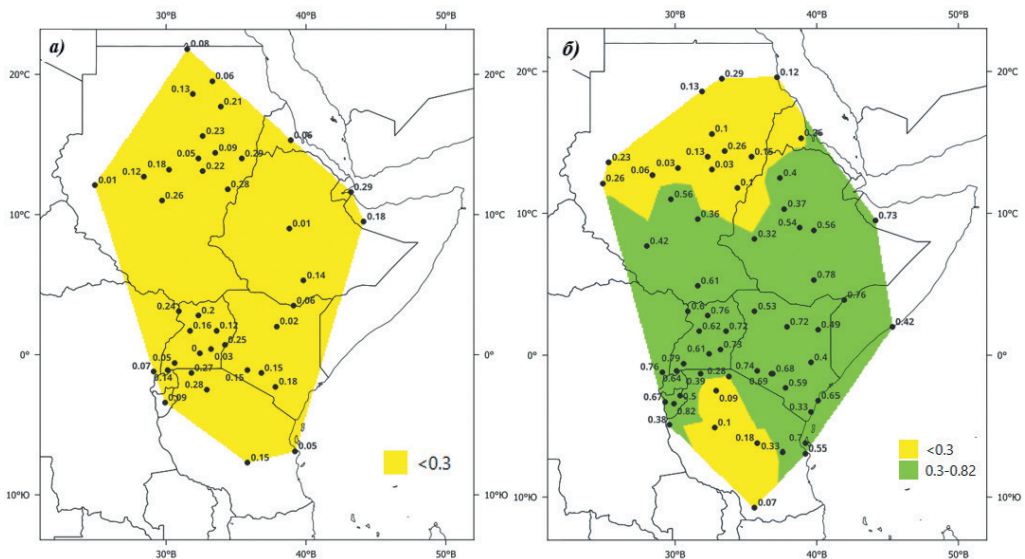


Рис. 3. Пространственное распределение коэффициентов корреляции температуры воздуха в январе с временем (R): *а*) за период с начала наблюдений по 1959 г.; *б*) с 1960 г. по 2024 г., где желтым цветом отмечены статистически незначимые, а зеленым — статистически значимые R .

Fig. 3. Correlation coefficients between January air temperatures and years (R): *a*) for the period from the beginning of observations to 1959.; *b*) from 1960 to 2024, where statistically insignificant R are marked in yellow and statistically significant R are marked in green.

Полученные по каждому ряду изменения температур воздуха за период с 1960 г. 2024 г. затем обобщались по территории на основе пространственной интерполяции методом треугольников в ГИС MapInfo для выделения областей наиболее и наименее существенного потепления климата.

Кроме того, значимость этих изменений Δ следует оценить по отношению к естественной (фактической) изменчивости, т. е. СКО. Если $\Delta/\text{СКО} > 1$, то современные изменения климата больше фактической изменчивости, если $\Delta/\text{СКО} > 2$, то эти изменения климата превышают фактическую изменчивость уже в 2 раза или достоверность этих изменений составляет 95 %, если $\Delta/\text{СКО} > 3$, то достоверность уже 99 %.

Результаты климатических изменений температуры воздуха

Оценка климатических изменений осуществлялась для средних значений температуры центрального месяца сезонов года (январь, апрель, июль, октябрь) и для среднегодовой температуры. В большинстве случаев в качестве наиболее подходящей модели нестационарного среднего выбрана модель ступенчатых изменений и только для 5 рядов из общего их числа изменение температуры определялось как среднее из изменений по двум моделям.

В результате установлены следующие закономерности. В январе наблюдалось повышение температуры до 0,9 °С на большей части территории Восточной Африки за исключением некоторых областей в северных, юго-западных и юго-восточных частях территории, где температура повысилась на 1,5—1,8 °С (рис. 4). Также установлено (рис. 5), что в зимний период года (январь) на большей части территории повышение температуры меньше фактической изменчивости ($\Delta/\text{СКО} < 1$). Отметим, что превышение СКО отмечается там, где рост температуры составил более 1,5—1,8 °С. Причем в некоторых районах западной и юго-восточной части территории климатические изменения температуры достигают 2,5—3,1 СКО (рис. 5).

В апреле наибольшее повышение температуры от 1,5 °С до 2,5 °С наблюдалось на севере Восточной Африки в пустынях Судана, а среднее повышение в 1,0—1,9 °С наблюдалось в южной части Судана, в восточной части региона, на севере и северо-востоке Эфиопии (рис. 4). Повышение до 1 °С имело место во всех районах центральной и южной частях территории. В этот период года на большей части Восточной Африки климатические изменения превышали СКО и достигали 1,5—2 СКО в некоторых частях на севере, западе и востоке побережья Кении с максимумом 2,3 СКО на Коморских островах (рис. 5). Изменения температуры меньше СКО имели место на юге, в центре и на северо-востоке в Сомали, причем на этих же территориях рост температуры был менее 1 °С. На ближайшей акватории Индийского океана рост температуры превышает СКО в 1,6 раза (Сейшельские острова), поэтому можно считать, что весной в переходный период от зимнего Африканского муссона к летнему имеет место статистически значимый рост температуры для большей части Восточной Африки.

В период летнего муссона, когда воздушные массы приходят с Индийского океана, пространственное распределение роста температуры за июль примерно

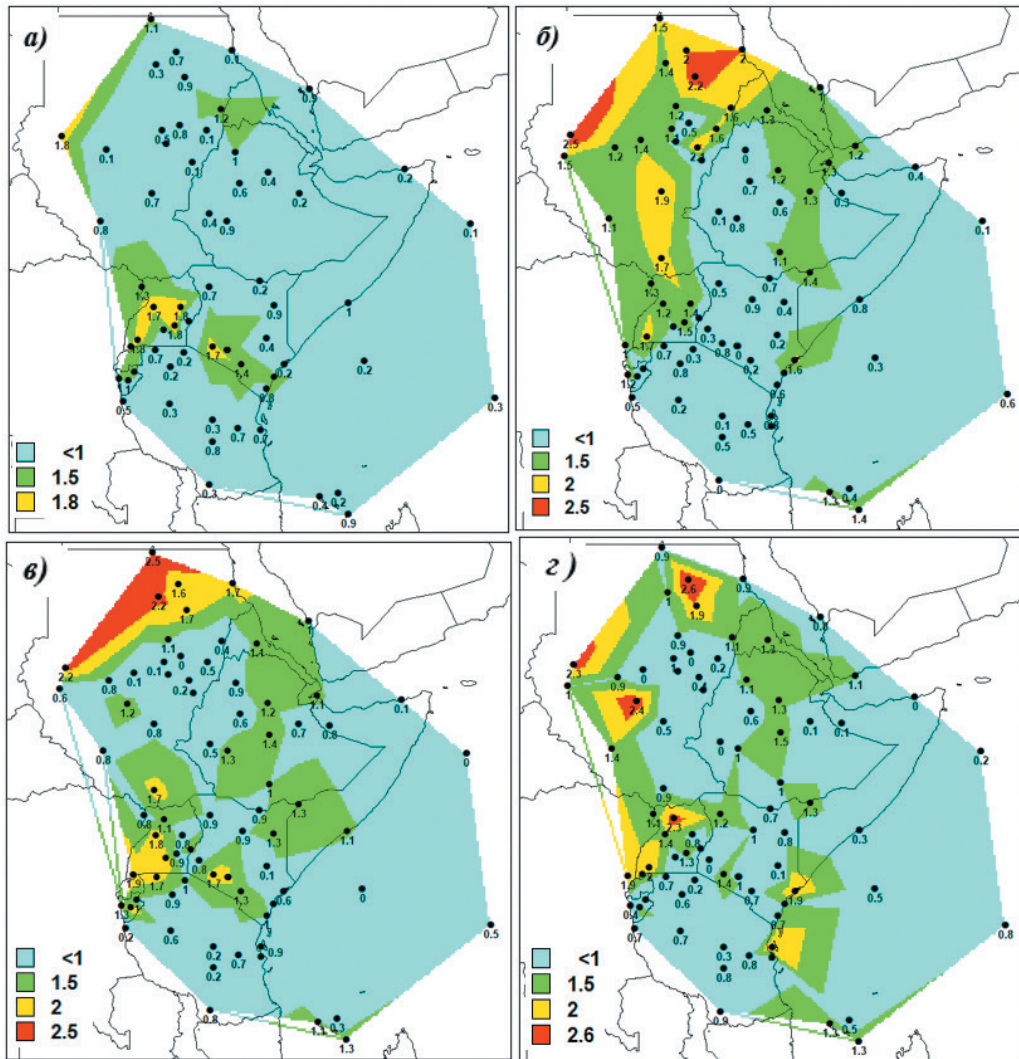


Рис. 4. Климатические изменения температуры воздуха Восточной Африки за период с 1960 г. по 2024 г. в °С: а) январь; б) апрель; в) июль; з) октябрь.

Fig. 4. Climate changes in air temperature in East Africa in °C: а) January; б) April; в) July; з) October.

такое же, как и весной, с максимальным увеличением до 1,6—2,5 °С в отдельных районах севера и до 1,7—1,9 °С — на юго-западе (рис. 4). Однако почти на половине территории рост температур менее 1 °С. В то же время по отношению к СКО эти изменения существенны на большей части территории и превышают его (рис. 5). Особенно большое превышение климатических изменений температуры

над фактической изменчивостью отмечается в юго-западной и центральной части, где они достигают 3 СКО. Также до 2,1—3,1 СКО климатический рост температур наблюдается на севере, в центре и на юго-востоке.

Пространственное распределение повышения осенней температуры (октябрь) ближе к апрельскому, чем к июльскому (рис. 4). Наибольшие территориальные повышения температуры наблюдались на севере до 2,6 °С. Изменения температуры менее 1 °С охватывают большую часть территории и имеют место

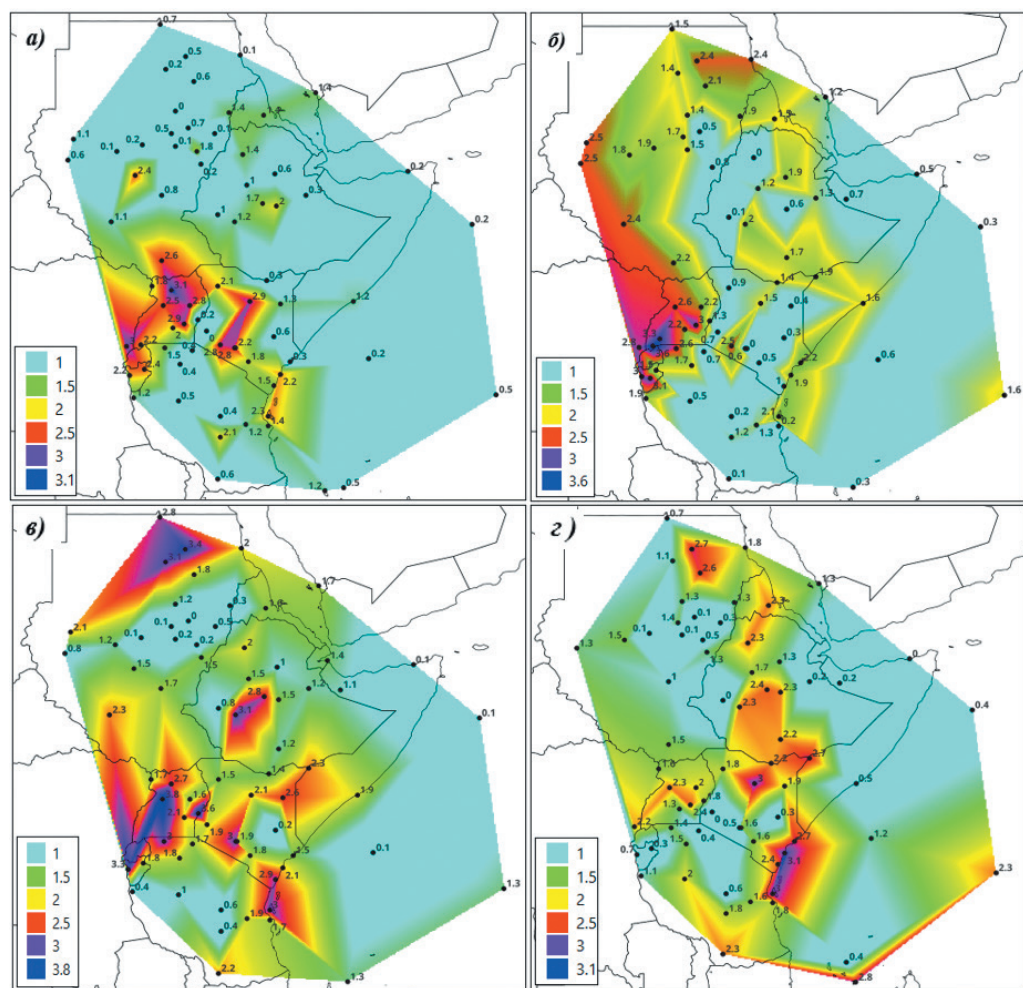


Рис. 5. Климатические изменения температуры воздуха Восточной Африки за период с 1960 г. по 2024 г. в долях СКО: а) январь; б) апрель; в) июль; г) октябрь.

Fig. 5. Climate changes in air temperature in East Africa in fractions of standard deviation: а) January; б) April; в) July; г) October.

в центральной части, на юге и на востоке. По отношению к фактической изменчивости (СКО) климатические изменения температуры октября существенны и превышают ее на большей части территории Восточной Африки (рис. 5). Исключение ($\Delta/\text{СКО} < 1$) составляют отдельные районы на Сомалийском полуострове и в центре территории к северу. Наибольшие превышения СКО до 2,5—3,1 СКО наблюдаются в юго-восточной части на побережье Индийского океана и на Занзибаре. На западе, в некоторых частях севера Судана, на побережье Кении и на большей части юга Эфиопии превышение температуры колеблется в диапазоне 1,5—2,5 СКО. Такие же существенные превышения температуры над естественной изменчивостью до 2,3—2,8 СКО имеют место на метеостанциях Коморских и Сейшельских островов.

Анализ пространственных изменений среднегодовой температуры показывает, что ее повышение меняется для большей части территории от 1,0 до 1,9 °С за исключением северной части Суданской пустыни, где оно достигает пространственного максимума в 2,2 °С (рис. 6 а), поэтому можно сделать вывод, что имеет место продвижение пустыни на юг и увеличение площади опустынивания. Как следует из рис. 6 б, на большей части Восточно-Африканского региона рост температуры превышает фактическую изменчивость ($\Delta/\text{СКО} > 1$). Исключением является небольшая горная область в центре на севере и на юго-западе, а также в северо-восточной части Африканского Рога в Сомали, где на изменение температуры в значительной степени влияет устойчивое Сомалийское течение летом.

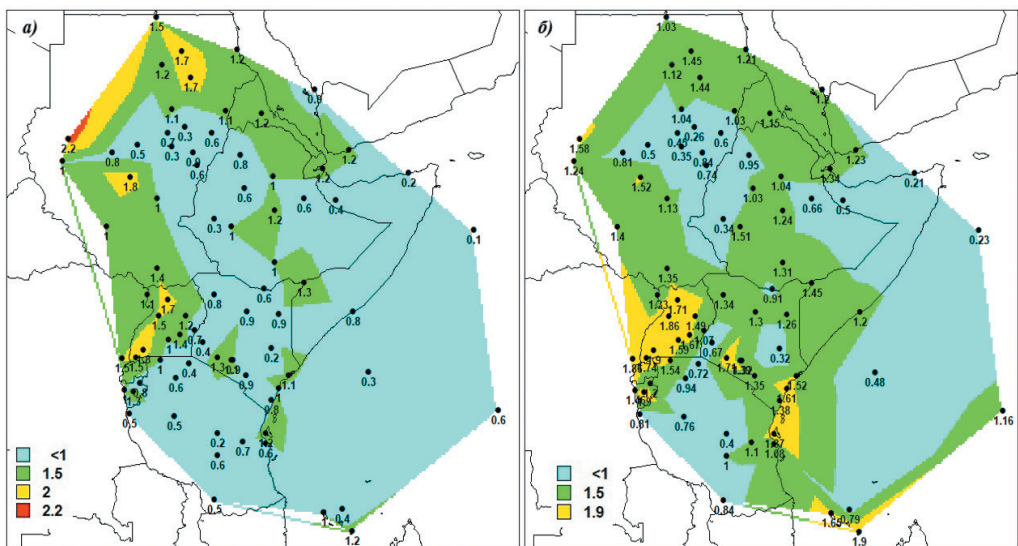


Рис. 6. Среднегодовые климатические изменения температуры воздуха Восточной Африки за период с 1960 г. по 2024 г.: а) в °С ; б) в долях СКО.

Fig. 6. Annual average climate changes in air temperature in East Africa 1960—2024: а) in °С; б) as a fraction of the standard deviation.

Также установлено, что во все сезоны изменение ТПО в районе Сомалийского течения небольшое и составляет 0,1—0,4 °С, что меньше естественной изменчивости (рис. 4—6). Поэтому можно считать, что климатические изменения ТПО в районе Сомалийского течения являются незначительными.

Заключение

Проведенное исследование по количественной оценке современных климатических изменений температуры воздуха в Восточной Африке и их предполагаемых причин позволяет сделать следующие выводы:

1. Установлено, что все климатические изменения температуры воздуха произошли во второй половине XX века и наиболее существенные изменения относятся к концу столетия (конец 1980 — начало 1990 гг.). До 1960 г. средние многолетние температуры можно считать стационарными, поэтому оценка современных изменений осуществлялась за одинаковый период с 1960 г. по 2024 г.

2. Потепление наблюдается во все сезоны года, причем наименьший рост температуры имеет место в январе с изменениями от 0,1 °С до 1,8 °С и с территориальными максимумами вблизи экватора от 1,5 °С до 1,8 °С, которые превышают фактическую изменчивость. В остальные сезоны года потепление достигает 2,5—2,6 °С, превышения СКО наибольшие летом, охватывают больше половины территории и в некоторых местах превышают 3,0—3,5 СКО и достигают 3,8 СКО. На островных станциях рост температуры меньше, чем на континентальных, а ТПО в трех точках Сомалийского течения во все сезоны года, за исключением осени, пока остается стационарной.

3. Повышение среднегодовой температуры для большей части территории составляет от 1,0 до 1,9 °С за исключением северной части Суданской пустыни, где оно достигает пространственного максимума в 2,2 °С и свидетельствует о росте опустынивания и продвижении пустыни на юг.

Список литературы

1. Camberlin P. Temperature trends and variability in the Greater Horn of Africa: interactions with precipitation // *Climate Dynamics*. 2017. Vol. 48. No. (1—2). P. 477—498. doi: 10.1007/s00382-016-3088-5.
2. Camberlin P. Climate of Eastern Africa / *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. Oxford University Press, 2018. doi:10.1093/acrefore/9780190228620.013.512.
3. Williams A.P., Funk C. A westward extension of the warm pool leads to a westward extension of the Walker circulation, drying eastern Africa // *Climate Dynamics*. 2011. Vol. 37. No. (11—12). P. 2417—2435.
4. World bank group // *Climate Change Knowledge Portal*: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://climateknowledgeportal.worldbank.org> (дата обращения: 13.04.2025).
5. Ethiopia's Second National Communication to the United Nations Framework Convention on Climate Change. 2015. P. 282: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://unfccc.int/sites/default/files/resource/ethnc2.pdf> (дата обращения: 13.04.2025).
6. Government of Somalia. Somalia's First Biennial Update Report to the United Nations Framework Convention on Climate Change. Ministry of Environment and Climate Change. Mogadishu, 2022: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://unfccc.int/sites/default/files/resource/Somalia%20First%20BUR%20report%202022.pdf> (дата обращения: 13.04.2025).
7. République du Burundi. Ministère de l'environnement, de l'agriculture et de l'élevage. Premier rapport biennal actualisé sur les changements climatiques au Burundi. Bujumbura, 2022. 260 p.

8. République du Burundi. Ministère de l'environnement, de l'agriculture et de l'élevage. Troisième communication nationale sur les changements climatiques. Bujumbura, 2019. 189 p.
9. Hulme M., Doherty R.M., Ngara T., New M. et al. African climate change: 1900–2100 // *Climate Research*. 2001. Vol. 17. P. 145–168. doi: 10.3354/cr017145.
10. Dufatanye Umwali E., Chen X., Odhiambo Ayugi B. et al. Estimating the Effects of Climate Fluctuations on Precipitation and Temperature in East Africa // *Atmosphere*. 2024. Vol.15. No. 12. Art.1455. doi: 10.3390/atmos15121455.
11. Organisation météorologique mondiale // *Etat du climat en Afrique 2021*. OMM- No.1300. Genève, 2022. ISBN 978-92-63-21300-6.
12. Organisation météorologique mondiale // *Etat du climat en Afrique 2022*. OMM- No.1330. Genève, 2023. ISBN 978-92-63-21330-3.
13. IPCC. Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2014. P. 1199–1265.
14. IPCC. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2022. P. 1285–1455. doi: 10.1017/9781009325844.011.
15. Knmi: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://climexp.knmi.nl/selectstation.cgi?someone> (дата обращения: 13.04.2025).
16. Pogodaiklimat: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.pogodaiklimat.ru/history.php> (дата обращения: 13.04.2025).
17. ECMWF ERA5. Monthly averaged data on single levels from 1940 to present: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview> (дата обращения: 13.04.2025).
18. Terray P., Dominiak S. Indian Ocean Sea surface temperature and El Niño–Southern Oscillation. A new perspective // *Journal of Climate*. 2005. Vol. 18. No.9. P. 1351–1368. doi: 10.1175/JCLI3338.1.
19. Рекомендации по статистическим методам анализа однородности пространственно-временных колебаний речного стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 78 с.
20. Лобанов В. А. Лекции по климатологии. Часть 2. Динамика климата. Кн. 2. СПб.: РГГМУ, 2018. 377 с.
21. Лобанов В. А. Учебное пособие по региональной климатологии. СПб.: РГГМУ, 2020. 170 с.
22. Рекомендации по приведению рядов речного стока и их параметров к многолетнему периоду. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 64 с.
23. Лобанов В. А., Лемешко Н. А., Жильцова Е. Л. и др. Восстановление многолетних рядов температуры воздуха на Европейской территории России // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 2. С. 5–14.
24. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: РГГМУ, 2008. 408 с.
25. Закс Л. Статистическое оценивание. М.: Статистика, 1976. 598 с.

References

1. Camberlin P. Temperature trends and variability in the Greater Horn of Africa: interactions with precipitation. *Climate Dynamics*. 2017; 48(1–2): 477–498. doi:10.1007/s00382-016-3088-5.
2. Camberlin P. Climate of Eastern Africa. *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*. Oxford University Press. 2018. doi: 10.1093/acrefore/9780190228620.013.512.
3. Williams A.P., Funk C. A westward extension of the warm pool leads to a westward extension of the Walker circulation, drying eastern Africa. *Climate Dynamics*. 2011; 37(11–12): 2417–2435.
4. World bank group. Climate Change Knowledge Portal. Available at: <https://climateknowledgeportal.worldbank.org> (accessed on: 13.04.2025).
5. Ethiopia's Second National Communication to the United Nations Framework Convention on Climate Change. 2015: 282. Available at: <https://unfccc.int/sites/default/files/resource/ethnc2.pdf>. (accessed on: 13.04.2025).

6. Government of Somalia. Somalia's First Biennial Update Report to the United Nations Framework Convention on Climate Change. Ministry of Environment and Climate Change. Mogadishu, 2022. Available at: <https://unfccc.int/sites/default/files/resource/Somalia%20First%20BUR%20report%202022.pdf> (дата обращения: 13.04.2025).
7. République du Burundi. Ministère de l'environnement de l'agriculture et de l'élevage et. Premier rapport biennal actualisé sur les changements climatiques au Burundi. Bujumbura. 2022: 260 p.
8. République du Burundi. Ministère de l'environnement, de l'agriculture et de l'élevage. Troisième communication nationale sur les changements climatiques. Bujumbura. 2019: 189 p.
9. Hulme M., Doherty R. M., T. Ngara, M. New et al. African climate change: 1900–2100. *Climate Research*. 2001 ; 17 : 145—168. doi: 10.3354/cr017145.
10. Dufatanye Umwali E., Chen X., Odhiambo Ayugi B., et al. Estimating the Effects of Climate Fluctuations on Precipitation and Temperature in East Africa. *Atmosphere*. 2024, 15 (12) ;1455. doi: 10.3390/atmos15121455.
11. Organisation météorologique mondiale. Etat du climat en Afrique. 2021. OMM.1300. Genève, 2022. ISBN 978-92-63-21300-6.
12. Organisation météorologique mondiale. Etat du climat en Afrique. 2022. OMM.1330. Genève, 2023. ISBN 978-92-63-21330-3.
13. IPCC. Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2014: 1199—1265.
14. IPCC. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2022: 1285—1455. doi: 10.1017/9781009325844.011.
15. Knmi. Available at: <http://climexp.knmi.nl/selectstation.cgi?someone> (accessed on: 13.04.2025).
16. Pogodaiklimat. Available at: <http://www.pogodaiklimat.ru> (accessed on: 13.04.2025).
17. ECMWF ERA5. Monthly averaged data on single levels from 1940 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview> (accessed on: 13.04.2025).
18. Terray P., Dominiak S. Indian Ocean Sea surface temperature and El Niño–Southern Oscillation: A new perspective. *Journal of Climate*. 2005; 18(9): 1351—1368. doi: 10.1175/JCLI3338.1.
19. *Rekomendatsii po statisticheskim metodam analiza odnorodnosti prostranstvenno-vremennykh kolebaniy rechnogo stoka = Recommendations on statistical methods for analyzing the homogeneity of spatiotemporal fluctuations in river flow*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 78 p. (In Russ.).
20. Lobanov V. A. *Leksii po klimatologii. Chast' 2. Dinamika klimata. Kn. 2. = Lectures on climatology. Part 2. Climate dynamics. Book 2*. St. Petersburg: RSHU. 2018: 377 p. (In Russ.).
21. Lobanov V. A. *Uchebnoye posobiye po regional'noy klimatologii. = Textbook on regional climatology*. St. Petersburg: RSHU. 2020: 170 p. (In Russ.).
22. *Rekomendatsii po privedeniyu ryadov rechnogo stoka i ikh parametrov k mnogoletnemu periodu. = Recommendations for bringing river flow series and their parameters to a multi-year period*. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1979: 64 p. (In Russ.).
23. Lobanov V. A. *Mnogomernyy statisticheskiy analiz dlya issledovaniya dinamiki klimata. = Multivariate statistical analysis for studying climate dynamics*. Educational edition. St. Petersburg: RSHU. 2022: 284 p. (In Russ.).
24. Malinin V. N. *Statisticheskie metody analiza gidrometeorologicheskoy informacii. = Statistical methods for the analysis of hydrometeorological information*. St. Petersburg: RSHU. 2008: 408 p. (In Russ.).
25. Zaks L. *Statisticheskoye otsenivaniye. = Statistical estimation*. M.: Statistics. 1976:598 p. (In Russ.).

Информация об авторах

Нзамбимана Энок, аспирант 2 курса кафедры метеорологии, климатологии и охраны атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет, e-mail: enonzamb@gmail.com.

Лобанов Владимир Алексеевич, доктор технических наук, профессор кафедры метеорологии, климатологии и охраны атмосферы, Российский государственный гидрометеорологический университет, e-mail: va_lobanov56@mail.ru.

Information about Authors

Nzambimana Enock, post-graduate student in scientific specialty 1.6.18 «Atmospheric and Climate Sciences» of the Department of Meteorology, Climatology and Air Protection of the Russian State Hydrometeorological University.

Vladimir A. Lobanov, Dr. of Sci. (Tech.), Professor of the Department of Meteorology, Climatology and Air Protection, Russian State Hydrometeorological University (RSHU).

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 28.04.2025

Принята в печать после доработки 27.02.2026

The article was received on 28.04.2025

The article was accepted after revision on 27.02.2026

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 54—74.
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):54—74.

ОКЕАНОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 551.46:597.4(1-13)
doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-54-74

Влияние крупномасштабных изменений в атмосфере и океане на состояние запасов тресковых рыб Северного полушария. Часть I. Северная Атлантика

***Андрей Сергеевич Кровнин, Сергей Петрович Мельников,
Георгий Петрович Мурый***

Государственный научный центр Российской Федерации федеральное государственное бюджетное научное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии» («ВНИРО»), akrovnin@vniro.ru

Аннотация. Приведены результаты оценки влияния крупномасштабных изменений в атмосфере и океане на состояние запасов тресковых рыб в североатлантическом регионе за период с 1946 г. по 2024 г. На основе метода главных компонент выделены группы рыбных запасов и физических параметров с идентичным характером многолетней изменчивости. Показано, что синхронное влияние одного или группы взаимосвязанных (дальние связи «атмосфера — океан») крупномасштабных климатических факторов обуславливает наличие как трансокеанических статистических связей в колебаниях численности пополнения между северо-западными и северо-восточными запасами тресковых рыб, так и региональных связей у близко расположенных запасов.

Ключевые слова: Северная Атлантика, тресковые рыбы, климатические индексы, дальние связи, метод главных компонент.

Для цитирования: Кровнин А. С., Мельников С. П., Мурый Г. П. Влияние крупномасштабных изменений в атмосфере и океане на состояние запасов тресковых рыб Северного полушария. Часть I. Северная Атлантика // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 54—74. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-54-74.

Original article

Impact of the large-scale variations in the atmosphere and ocean on state of gadid stocks in the Northern Hemisphere. Part 1. The North Atlantic

Andrei S. Krovnin, Sergei P. Melnikov, Georgy P. Moury

State Science Center of the Russian Federation Russian Research Institute of Fisheries and Oceanography («VNIRO»)

Summary. The gadid stocks in the North Atlantic (NA) undergo the considerable long-term and inter-annual variability due to climate change and variations. The aim of this work is to study spatiotemporal relationships between their recruitment abundance and various large-scale climatic factors in order to improve the long-term forecasts of the stock state. Data on recruitment abundance for 11 cod, 5 haddock, and 4 saithe stocks have been used. The principal component analysis (PCA) was applied to total 53 time series of recruitment abundance and various oceanic and atmospheric indices. The calculations were performed for the period of 1984—2013. Based on PCA method, the groups of gadid stocks and physical parameters with similar character of multi-year variability were identified. It was shown that recruitment dynamics of most gadid stocks was associated with the main modes of climatic variability, such as Atlantic multidecadal oscillation and North Atlantic oscillation. This climatic modes determine, in particular, the opposite relationships of recruitment abundance variations between the northwestern and northeastern gadid stocks in the North Atlantic ocean. The relationships revealed may be explained partly by biological reasons, in particular, by absence of complete reproductive isolation of stocks of the same species, with extensive larval transfer between spawning grounds located in the adjacent areas and migrations of maturing individuals. The results obtained can be used as a scientific basis for predicting the long-term dynamics of gadid stock state and abundance.

Keywords: North Atlantic, gadid stocks, climatic indices, teleconnections, principal component analysis.

For citation: Krovnin A. S., Melnikov S. P., Moury G. P. Impact of the large-scale variations in the atmosphere and ocean on state of gadid stocks in the Northern Hemisphere. Part 1. The North Atlantic *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(54—74). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-54-74. (In Russ.).

Введение

Тресковые рыбы семейства Gadidae широко распространены в большинстве районов континентального шельфа северной части Атлантического океана. Популяции таких видов тресковых рыб как атлантическая треска, пикша и сайда успешно адаптировались к обитанию в районах с различными условиями окружающей среды и сложным набором экологических факторов. В силу своей массовости и доступности для рыболовства, тресковые рыбы являются одними из наиболее распространенных промысловых видов в Северном полушарии, обладая высоким коммерческим и социальным значением для экономики целого ряда прибрежных государств. Статистические данные Продовольственной и сельскохозяйственной организации Объединённых Наций (ФАО) со второй половины XX в. демонстрируют значительную изменчивость в уловах массовых видов тресковых

по годам и районам промысла [1]. В северной части Атлантического океана наиболее высокие уловы в объёме 4,1—5,1 млн т отмечались в конце 1960 г. — начале 1970 г., упав до минимума в 1,5 млн т к началу 2000 гг., и вновь возросли до 2 млн т в последнее десятилетие. Затем на протяжении двух десятилетий уловы последовательно снижались до 2,8—3,2 млн т и постепенно увеличивались до 4,0 млн т в последнее десятилетие. При этом во всех промысловых районах океана динамика вылова тресковых в указанные периоды носила нелинейный характер с чередованием в отдельные годы высоких и низких значений уловов.

Резкое падение уловов после их пиковых значений неизбежно ведет не только к прямому снижению доходов от рыболовства и переработки биоресурсов, но и зачастую катастрофически влияет на социальные показатели и структуру прибрежных сообществ [2—6]. Безусловно, рыболовство играет заметную роль в динамике запасов водных биологических ресурсов, в том числе и запасов тресковых. Проведенные исследования показывают, что, помимо изменения численности рыб, чрезмерная промысловая эксплуатация через избирательное нарушение структуры и качества родительского стада ведет к снижению воспроизводительной способности многих популяций тресковых [7, 8]. Отметим, что еще со времен классической работы Й. Хьорта [9] многие ученые уделяли особое внимание изучению разнообразных аспектов естественной изменчивости в динамике популяций. В рамках этого направления большое количество публикаций было посвящено проблемам влияния изменений условий окружающей среды и климата на распределение и численность промысловых рыб [10—21].

Большой вклад в изучение взаимодействия между окружающей средой и биотой в океане внес Г. К. Ижевский [22, 23]. На основе всеобщей взаимосвязи природных процессов им была разработана концепция «природных систем», которые представляют собой сложный комплекс взаимодействия физических и биологических процессов, происходящих на Земле. По мнению Г. К. Ижевского, внутри природных систем совокупность всех процессов протекает однонаправленно, в то время как в соседних системах — в противофазе. В основе долговременных изменений системного характера в Северном полушарии он выделял роль приливных сил с периодичностью от 5 до 19 лет, колебания которых преобразуют состояние атмосферы и гидросферы.

Происходящие изменения в динамике и теплосодержании вод через системные связи в итоге влияют и на биологическую продуктивность водоемов. Для различных районов Северной Атлантики были выделены факторы, в наибольшей степени влияющие на уровень продукции: среднегодовая температура воды на реперных разрезах, запас тепла, ледовитость, сток рек, биомасса кормового зоопланктона. В отношении атлантической трески свой подход Г. К. Ижевский подтверждал наблюдаемой динамикой ее запасов в двух соседних природных системах — Гренландско-Североамериканской и Атлантической. У запасов трески Западной Гренландии, Ньюфаундленда и Исландии отмечалась положительная корреляция в численности их пополнения с одновременными колебаниями в противофазе с треской Норвежского и Баренцева морей. Сходные результаты отмечались и другими исследователями, когда в этих двух природных системах

отмечалась противофазность в динамике запасов североморской и западногренландской трески [24]. В то же время существует целый ряд публикаций, где указывается на отсутствие противофазности в появлении урожайных поколений тресковых между удаленными районами Северной Атлантики, либо на отсутствие там какой-либо корреляции в динамике численности пополнения запасов даже в соседних областях [25—30].

Со временем становилось все очевидней, что, несмотря на широкую естественно-научную значимость идей Г. К. Ижевского, необходимо дальнейшее продолжение поиска разнообразных путей и подходов к изучению природы долгопериодной изменчивости окружающей среды и ее воздействия на популяции промысловых рыб [31]. Со второй половины XX столетия ученые уделяют большое внимание вопросам рассмотрения влияния термического режима вод на воспроизводство и распределение запасов тресковых рыб, что приобретало особую актуальность в условиях отмечаемых климатических изменений. По результатам многочисленных исследований было показано, что температура воды как один из основных факторов регулирования физиологических процессов у рыб оказывает существенное влияние на формирование пополнения запасов атлантической трески [32—37]. Как правило, в периоды потепления в северной части ареала этого вида отмечается рост численности пополнения запасов, в то время как в холодные годы формируются преимущественно бедные поколения рыб [27, 38]. При этом различные популяции трески по-разному реагируют на температурные колебания. В местах распределения запасов со среднегодовой придонной температурой воды менее 5,0 °C численность пополнения с ростом температуры увеличивается, а более 8,5 °C — уменьшается. В температурном диапазоне 5,0—8,5 °C в периоды потепления и похолодания колебания в пополнении запасов незначительны [39]. Моделирование биологических изменений климата показывает, что повышение температуры воды в Северной Атлантике на 3 °C в местах обитания тепловодных запасов трески приведет к снижению приемной емкости среды на 30 %. В Баренцевом море потепление воды на 1—4 °C вызовет увеличение пополнения запаса трески и скорости ее роста при одновременном снижении темпов полового созревания [40].

В ряде случаев между удаленными районами в Северном полушарии выявлены тесные связи в долгопериодной изменчивости запасов промысловых рыб, в том числе и тресковых. Например, устойчивые противофазные колебания демонстрируют запасы тихоокеанской и атлантической сельди [41]. По данным других исследователей, различия в многолетних климатических режимах в Северо-Восточной Атлантике и Беринговом море влияют на разнонаправленность в динамике запасов тресковых рыб этих регионов [28, 42—44]. Так, в теплый для Северо-Восточной Атлантики период в первой половине 1970 гг. отмечался существенный рост пополнения запаса аркто-норвежской трески. В эти же годы, характеризующиеся как холодные, в восточной части Берингова моря пополнение минтая было относительно слабым в сравнении с теплыми 1960 гг.

С. Н. Родионовым [45] была рассмотрена концепция «биологических дальних связей» на основе анализа годовых классов 10 запасов трески в Северной Атлантике и сопредельных арктических морях. Изучая влияние климата на пополнение

запасов трески в удаленных друг от друга районах, им было выдвинуто предположение, что механизм дальних связей охватывает атмосферные и океанические процессы различных временных масштабов. По мнению автора, роль атмосферных дальних связей может заключаться в формировании различных штормовых траекторий и в изменении вероятности прохождения их над нерестилищами. Связанное с этим процессом охлаждение и углубление перемешанного слоя вод может привести к появлению бедного поколения, даже при наличии остальных оптимальных абиотических и биотических условий. Вместе с тем, автор приходит к выводу, что механизм взаимодействия атмосферных дальних связей неясен и требует более глубокого экологического исследования.

Цель работы состоит в изучении влияния крупномасштабных изменений в атмосфере и океане на состояние запасов тресковых рыб в североатлантическом регионе как научной основы прогнозирования долгосрочной динамики их состояния и численности. Аналогичное влияние крупномасштабных изменений в атмосфере и океане на состояние запасов тресковых рыб в Тихом океане будет рассмотрено в следующей статье.

Материалы и методы

В работе использованы данные по численности пополнения 11 запасов трески, 5 запасов пикши и 4 запаса сайды в североатлантическом регионе. Положение районов, с которыми связаны указанные запасы, схематично показано на рис. 1. Названия запасов, соответствующие цифрам, представлены в табл. 1.

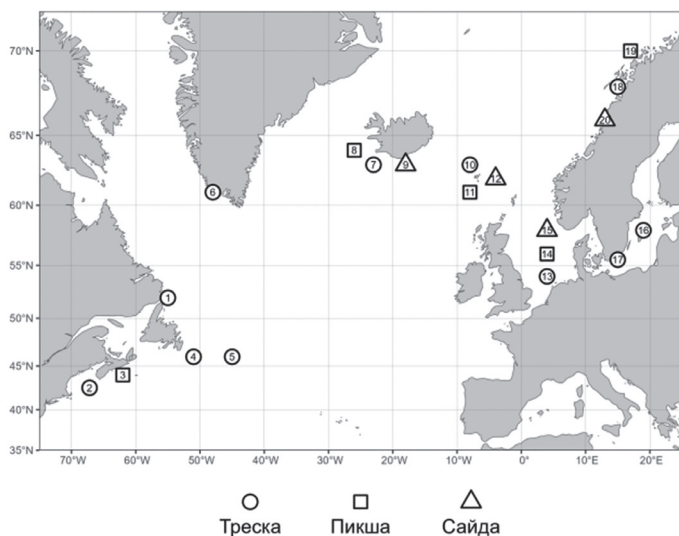


Рис. 1. Схематичное положение районов распределения основных запасов тресковых рыб в северной части Атлантического океана.

Fig. 1. Schematic position of distribution areas of main gadid stocks in the North Atlantic.

Таблица 1

Запасы тресковых рыб, используемые при анализе динамики численности их пополнения
Gadid stocks used for analysis of recruitment abundance dynamics

№	Запас	Период, гг.
Северная часть Атлантического океана		
1	Треска лабрадорская	1978—2019
2	Треска шельфа Новой Шотландии и залива Мэн	1983—2018
3	Пикша шельфа Новой Шотландии и залива Мэн	1983—2018
4	Треска Большой Ньюфаундлендской банки	1959—2018
5	Треска банки Флемиш-Кап	1972—2017
6	Треска гренландская	1973—2019
7	Треска исландская	1953—2020
8	Пикша исландская	1979—2020
9	Сайда исландская	1960—2021
10	Треска Фарерского плато	1959—2020
11	Пикша фарерская	1957—2021
12	Сайда фарерская	1961—2021
13	Треска Северного моря	1963—2020
14	Пикша Северного моря	1972—2021
15	Сайда Северного моря	1972—2021
16	Треска восточнобалтийская	1946—2021
17	Треска западнобалтийская	1983—2021
18	Треска Норвежского и Баренцева морей	1946—2020
19	Пикша Норвежского и Баренцева морей	1950—2021
20	Сайда Норвежского и Баренцева морей	1960—2021

Изучение пространственно-временных связей между климатическими характеристиками и численностью пополнения тресковых рыб выполнено с использованием временных рядов среднемесячных значений различных климатических индексов за период с 1950 г. по 2023 г. [46]. Эти индексы характеризуют известные дальние связи в северной части Атлантического океана и атмосфере Северного полушария. Для всех рядов были рассчитаны средние зимние значения, которые охватывали период с декабря по февраль для атмосферных индексов и с января по апрель — для океанических индексов.

В работе использовались методы многомерного статистического анализа, получившие довольно широкое распространение в промысловой океанологии [47, 48]. Так, для характеристики зимних термических условий на поверхности Северной Атлантики выполнено районирование ее акватории с помощью иерархического кластерного анализа методом Уорда [49]. Для этой цели привлечен массив данных по температуре поверхности океана (ТПО) из архива Росгидрометцентра за период с 1957 г. по 2018 г. Выделены квазистационарные (в пространстве) районы, по которым можно проводить корректное осреднение средних зимних (январь-апрель) аномалий ТПО (АТПО). Положение районов показано на рис. 2.

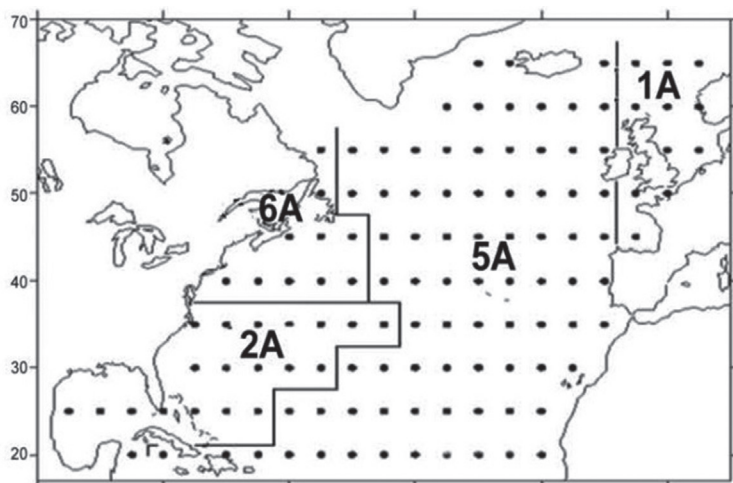


Рис. 2. Результаты иерархического кластерного анализа полей средних зимних АТПО в северной части Атлантического океана для периода с 1987 г. по 2018 г. [50].

Fig. 2. Results of cluster analysis of mean winter SSTA in the North Atlantic for 1987—2018 [50].

Выявление ведущих климатических факторов, влияющих на группы запасов тресковых рыб исследуемых регионов проведено с использованием метода главных компонент. Расчеты выполнены с помощью пакета программ Climate Data Operators [51] для 53 временных рядов биологических и физических параметров. Для указанных периодов имеются данные по численности пополнения всех рассматриваемых в работе запасов тресковых рыб.

Результаты и обсуждение

В табл. 2 представлены коэффициенты корреляции между каждым из используемых в работе рядов и каждой из первых пяти главных компонент в североатлантическом регионе. Эти компоненты объясняют 56,64 % общей дисперсии всех 53 временных рядов. Для наглядности в таблице представлены только те биологические и физические характеристики, которые статистически значимо коррелируют с соответствующей ГК.

Первая ГК (20,27 %) обнаруживает тесную отрицательную статистическую связь с индексом атлантической многодекадной осцилляции (АМО) ($r = -0,87$, $p < 0,01$). Распределение коэффициентов корреляции между ГК1 и полей средних зимних (январь-апрель) АТПО в исследуемой акватории демонстрирует пространственную структуру, характерную для отрицательной (холодной) фазы АМО (рис. 3 б). Атлантическая многодекадная осцилляция является ведущей модой многолетней изменчивости температурных аномалий в Северной Атлантике, что обуславливает статистически значимые корреляции ГК1 с аномалиями ТПО на северо-востоке Атлантики (Район 1А) и ее центральной части (Район 5А)

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между пятью первыми главными компонентами 53 временных биологических и физических временных рядов и каждым из рядов за период с 1984 г. по 2013 г. Выделены коэффициенты корреляции с абсолютными значениями $r \geq 0,40$ ($r_{кр} = 0,35$ при уровне значимости $\alpha = 0,05$)

Loadings of the first five principal components of the 53 biological and climatic time series for 1984—2013.
Color indicates correlation coefficients with absolute values $r \geq 0,40$

Название временного ряда	ГК1	ГК2	ГК3	ГК4	ГК5
	20,27 %	11,47 %	9,47 %	8,53 %	6,90 %
Треска лабradorская	0,48	0,53	0,03	0,22	0,31
Треска шельфа Новой Шотландии	0,65	0,24	0,25	0,17	0,25
Треска банки Флеминг-Кап	0,39	0,55	-0,35	0,21	0,39
Треска гренландская	-0,06	0,15	-0,11	0,07	0,64
Треска исландская	0,15	-0,18	-0,18	-0,29	0,50
Пикша исландская	-0,11	-0,23	0,22	0,23	0,61
Сайда исландская	-0,23	-0,04	-0,25	-0,43	0,57
Треска фарерская	0,21	-0,45	0,32	-0,48	0,19
Пикша фарерская	0,02	-0,45	0,12	-0,43	0,20
Сайда фарерская	-0,22	-0,22	0,14	-0,42	0,62
Треска Северного моря	0,66	0,19	-0,25	-0,03	0,06
Пикша Северного моря	0,05	-0,43	-0,11	-0,33	0,12
Сайда Северного моря	0,46	-0,12	0,41	-0,11	0,22
Треска восточно-балтийская	-0,32	0,39	-0,56	0,01	0,38
Треска северо-восточная арктическая	-0,12	-0,46	-0,08	0,26	-0,22
Пикша северо-восточная арктическая	-0,41	-0,38	-0,26	0,39	0,01
Сайда северо-восточная арктическая	-0,18	-0,40	0,29	-0,09	-0,11
Индекс АМО* (январь-апрель)	-0,87	0,00	0,16	-0,22	-0,07
Индекс БМО* (декабрь-март)	0,24	0,15	-0,67	-0,36	0,27
Индекс ВА* (декабрь-март)	-0,10	0,18	0,63	0,16	-0,22
Индекс ВА/ЗР* (декабрь-март)	0,11	-0,27	0,62	0,17	0,07
Индекс САК (декабрь-март)	0,27	-0,71	-0,16	0,01	-0,03
Северотихоокеанский индекс (декабрь-март)	-0,11	-0,28	-0,47	0,21	-0,34
Индекс СКАНД* (декабрь-март)	-0,17	0,66	-0,31	-0,13	-0,13
Индекс ТСП** (декабрь-март)	0,19	-0,05	-0,50	0,40	0,10
Индекс ЗА* (декабрь-март)	-0,37	0,24	-0,13	-0,44	-0,10
Зимние АТПО в Районе 1А (январь-апрель)	-0,51	-0,54	0,26	0,27	0,11
Зимние АТПО в Районе 5А (январь-апрель)	-0,82	-0,31	0,17	-0,18	0,19
Зимние АТПО в Районе 6А (январь-апрель)	0,83	-0,14	-0,09	0,15	-0,17

* — см. расшифровку аббревиатуры в тексте;

** — дальняя связь «тропики—умеренные широты Северного полушария» в атмосфере.

(рис. 2). Первая ГК отражает колебания численности пополнения запасов в удаленных друг от друга районах Северной Атлантики — обитающих на северо-западе популяций трески моря Лабрадор и залива Мэн и населяющих воды восточной части североатлантического бассейна популяций трески и сайды Северного моря и северо-восточной арктической пикши (Баренцево море) (рис. 3 а). Как видно из табл. 2, изменения численности пополнения всех указанных выше запасов, за исключением северо-восточной арктической пикши, происходят в противофазе с изменениями индекса АМО.

Во временном ходе ГК1 выделяются два режима с различным уровнем ее колебаний, переход между которыми произошел в 1998 г. (рис. 3 в). Учитывая отрицательный знак корреляции между временными рядами ГК1 и индекса АМО, указанная смена режимов отражает установление положительной фазы атлантической многодекадной осцилляции. Таким образом, потепление североатлантических вод неблагоприятно сказалось на численности пополнения практически всех связанных с первой главной компонентой тресковых рыб и, в первую очередь, на тепловодных запасах Северного моря, обитающих вблизи южной границы

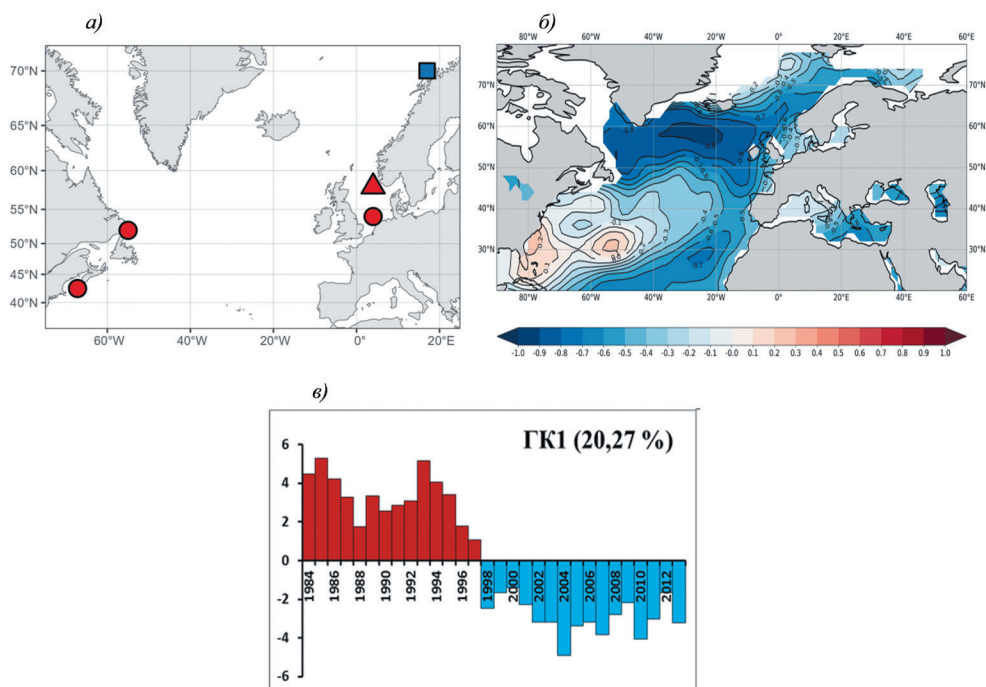


Рис. 3. Запасы тресковых рыб, связанные с ГК1 (а), пространственное распределение коэффициентов корреляции между ГК1 и полем средних зимних АТПО в Северной Атлантике (б), временной ход ГК1 (в).

Fig. 3. Gadid stocks associated with PC1 (a), correlation pattern of PC1 with mean winter SSTA field in the North Atlantic (b), time series of PC1 (c).

ареала. Единственным исключением стала популяция северо-восточной арктической пикши, живущая в относительно холодных водах Баренцева моря на северной границе ареала. Для нее рост температуры воды оказал позитивное влияние на выживаемость пополнения.

Особо следует отметить лабродорскую треску. Учитывая, что ее популяция, как и популяция северо-восточной арктической пикши, обитает около северной границы ареала тресковых рыб Северной Атлантики, можно было бы ожидать, что переход к положительной фазе АМО приведет к росту численности пополнения. Однако корреляция между временными рядами численности пополнения лабродорской трески и индекса АМО оказалась отрицательной, хотя и не очень высокой по абсолютному значению ($r = -0,44$). Примерно таким же значением характеризуется и связь пополнения этой трески с ГК1 ($r = 0,48$; табл. 2).

Анализ имеющихся данных показал, что высокая биомасса запаса лабродорской трески отмечалась в 1980 г. [52], что способствовало развитию интенсивного промысла, который в итоге привел к коллапсу запаса. В результате с начала 1990-х годов и вплоть до 2005 г., уровень биомассы нерестового запаса и численности пополнения был ниже среднемноголетнего со слабо выраженными межгодовыми колебаниями, несмотря на благоприятные условия для выживания поколений в период с 1997 г. по 2005 г. вследствие начавшегося потепления. Среднеурожайные поколения стали появляться только в период с 2006 г. по 2013 г. Таким образом, численность пополнения лабродорской трески на большей части периода с 1984 г. по 2013 г., данные за который использовались для расчета главных компонент, оставалась низкой, несмотря на формирование благоприятных условий среды в результате роста температуры воды. В значительной степени она определялась биологическим состоянием популяции и, возможно, какими-то другими климатическими факторами, кроме АМО.

Из табл. 2 видно, что ГК2 (11,47 %) показывает тесную отрицательную связь с индексом североатлантического колебания (САК в отрицательной фазе, $r = -0,71$). САК представляет собой меридиональную осцилляцию в поле атмосферного давления с двумя центрами действия, один из которых расположен в районе Исландии (Исландский минимум атмосферного давления), а другой — над субтропической частью Северной Атлантики в районе Азорских островов (рис. 4 б). В холодный период года САК является доминирующей модой атмосферной изменчивости в Атлантико-Европейском регионе. Североатлантическое колебание оказывает значительное влияние на изменения температурных аномалий в северной части Атлантического океана, обуславливая формирование трехполюсной структуры с положительными АТПО на северо-западе и юго-востоке ее акватории и отрицательными аномалиями в центральных и северо-восточных районах (отрицательная фаза САК) (рис. 4 в). Отрицательные аномалии поверхностной температуры отмечаются также в Северном и Балтийском морях. При положительной фазе североатлантического колебания знаки АТПО меняются на противоположные.

ГК2 показывает также тесную положительную связь с изменениями индекса скандинавской дальней связи (СКАНД) в средней тропосфере Северного

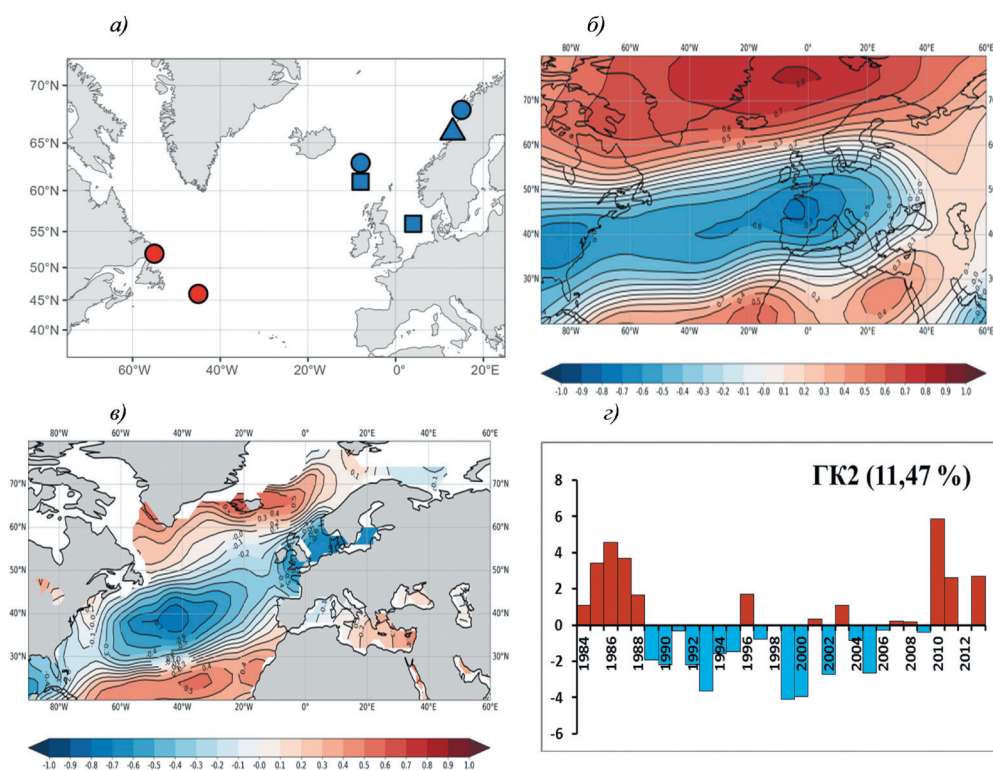


Рис. 4. Запасы тресковых рыб, связанные с ГК2 (а); пространственное распределение коэффициентов корреляции между ГК2 и полями средних зимних аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (б) и ТПО (в) в Северной Атлантике; временной ход ГК2 (г).

Fig. 4. Gadid stocks associated with PC2 (a), correlation patterns of PC2 with fields of mean winter anomalies of H500 (b) and SST (c) in the North Atlantic, time series of PC2 (d).

полушария [51]. Положительная фаза СКАНД связана с присутствием блокирующего антициклона над восточной Скандинавией или северо-западом России и высотной ложбины над Западной Европой.

ГК2 отражает обратную связь между изменениями индексов СКАНД и САК: положительная фаза СКАНД чаще формируется при отрицательной фазе САК и наоборот. Возможное объяснение заключается в том, что ослабление центров действия САК при его отрицательной фазе обуславливает ослабление западного переноса в атмосфере над Северо-Восточной Атлантикой и Северо-Западной Европой в зимний период года, что способствует формированию блокирующего антициклона над Скандинавским полуостровом.

Вторая ГК описывает региональные и трансатлантические связи 7 запасов атлантических тресковых рыб (табл. 2, рис. 4 а). При этом изменения численности

пополнения северо-восточных запасов (трески Фарерского плато, фарерской пикши, пикши Северного моря, северо-восточной арктической трески и сайды) происходят в одной фазе с САК, а северо-западных (лабрадорской трески и трески банки Флемиш-Кап) — в обратной фазе. Отсюда следует, что именно фаза САК в значительной степени определяет противоположную связь между колебаниями уровня пополнения указанных выше северо-западных и северо-восточных популяций тресковых рыб. Кроме того, САК может быть тем климатическим фактором, который, как предполагалось выше, может влиять на величину пополнения лабрадорской трески. Развитие отрицательной фазы САК способствует формированию положительных АТПО на северо-западе атлантического бассейна, что, вероятно, оказывает благоприятное влияние на выживание лабрадорской трески на ранних стадиях ее развития.

Временной ход ГК2 характеризуется наличием 3 режимов, с переходом от положительных значений к преимущественно отрицательным значениям в 1989 г. и обратным переходом в 2010 г. (рис. 4 з).

ГК3 (9,47 %) тесно связана с атмосферными дальними связями (ДС) над восточной частью североатлантического бассейна: положительными фазами восточно-атлантической ДС (ВА) ($r = 0,63, p < 0,01$) и ДС «Восточная Атлантика/Западная Россия» (ВА/ЗР) ($r = 0,62, p < 0,01$) и отрицательной фазой баренцевоморской осцилляции (БМО) ($r = -0,67, p < 0,01$) (табл. 2). Пространственная структура ВА схожа со структурой САК и представляет собой меридиональный диполь двух центров аномалий геопотенциальных высот, простирающихся над всей акваторией океана с востока на запад. Центры действия ВА расположены юго-восточнее относительно центров САК. Положительная фаза ВА/ЗР связана с положительными аномалиями геопотенциальных высот над Западной Европой и их отрицательными аномалиями, расположенными севернее Каспийского моря и западнее Гренландии [53]. Баренцевоморская осцилляция представляет собой вторую ЭОФ зимних (декабрь-март) аномалий давления на уровне моря (ДУМ) в диапазоне 90° з.д. — 90° в.д. севернее 30° с.ш. [54]. Отрицательная фаза БМО характеризуется первичным центром пониженного атмосферного давления над Баренцевоморским регионом, вторым центром действия того же знака над Северной Атлантикой и центром противоположного знака к юго-западу от Пиренейского п-ва (рис. 5 б). Эта мода атмосферной изменчивости тесно связана с меридиональным потоком над Северным, Норвежским и Балтийским морями и аномалиями зонального переноса над Баренцевым морем.

С ГК3 связаны 2 запаса тресковых рыб североатлантического бассейна: сайда Северного моря ($r = 0,41$) и восточнобалтийская треска ($r = -0,56$) (рис. 5 а). Как видно из табл. 2, изменения численности пополнения трески положительно связаны с БМО: аномальный северный перенос в атмосфере над восточной частью Балтийского моря при отрицательной фазе баренцевоморской осцилляции (рис. 5 б) приводит к снижению численности пополнения восточнобалтийской трески. В то же время, такая ситуация, по-видимому, оказывает благоприятное влияние на северо-морскую сайду.

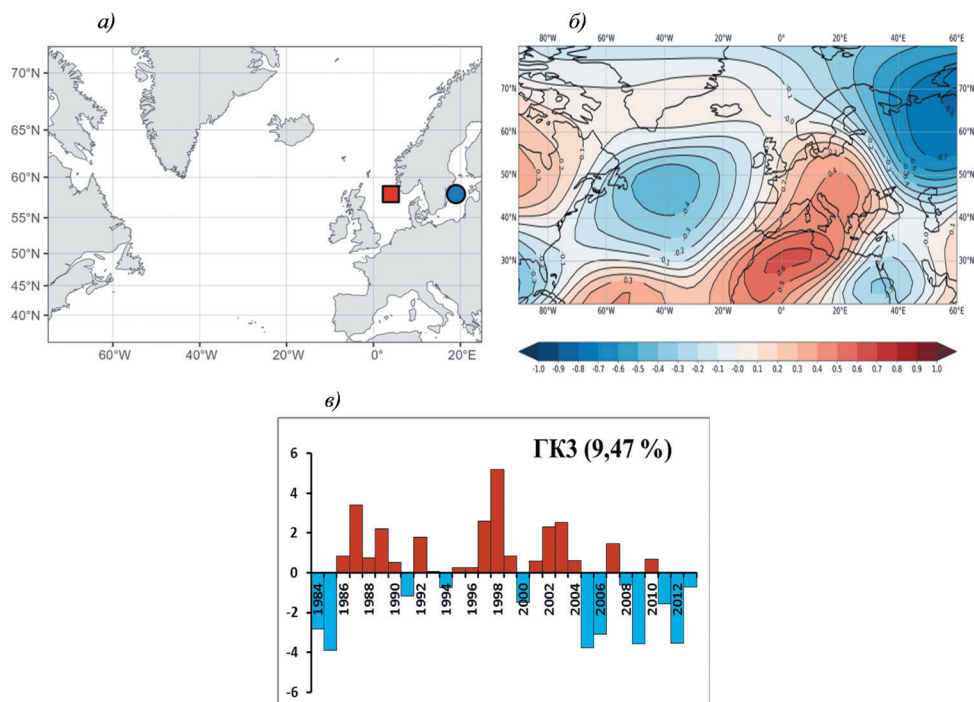


Рис. 5. Запасы тресковых рыб, связанные с ГКЗ (а); пространственное распределение коэффициентов корреляции между ГКЗ и полем средних зимних аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (б) в Северной Атлантике; временной ход ГКЗ (в).

Fig. 5. Gadid stocks associated with PC3 (a), correlation pattern of PC3 with field of mean winter anomalies of H500 (b) in the North Atlantic, time series of PC3 (c).

Изменения ГКЗ характеризуются наличием трех режимов с переходом между ними в 1986 г. и 2005 г. (рис. 5 в).

У ГК4 (8,53 %) имеется статистически значимая, хотя и не очень высокая по абсолютному значению, отрицательная связь с западно-атлантической (ЗА) ДС в средней тропосфере ($r = -0,41$, отрицательная фаза ЗА) (табл. 2). ЗА ДС характеризуется двумя центрами противоположного знака, расположенными вдоль 55 °з.д., соответственно на 55°с.ш. и 30°с.ш. [55] (рис. 6 б). Значимую (как и ЗА, отрицательную) корреляционную связь с ГК4 обнаруживают ряды численности пополнения исландской сайды, трески Фарерского плато, фарерской пикши и сайды (рис. 6 а). Следовательно, изменения численности их пополнения происходят в одной фазе с ЗА. При отрицательной фазе ЗА в ее северном центре отмечаются отрицательные аномалии геопотенциальных высот, а центры действия САК и зональный перенос над Северной Атлантикой усиливаются. Такая ситуация приводит к формированию положительных АТПО в районе Исландии и Фарерских островов (рис. 6 в), что, вероятно, оказывает негативное влияние на уровень пополнения обитающих в этих районах тресковых рыб.

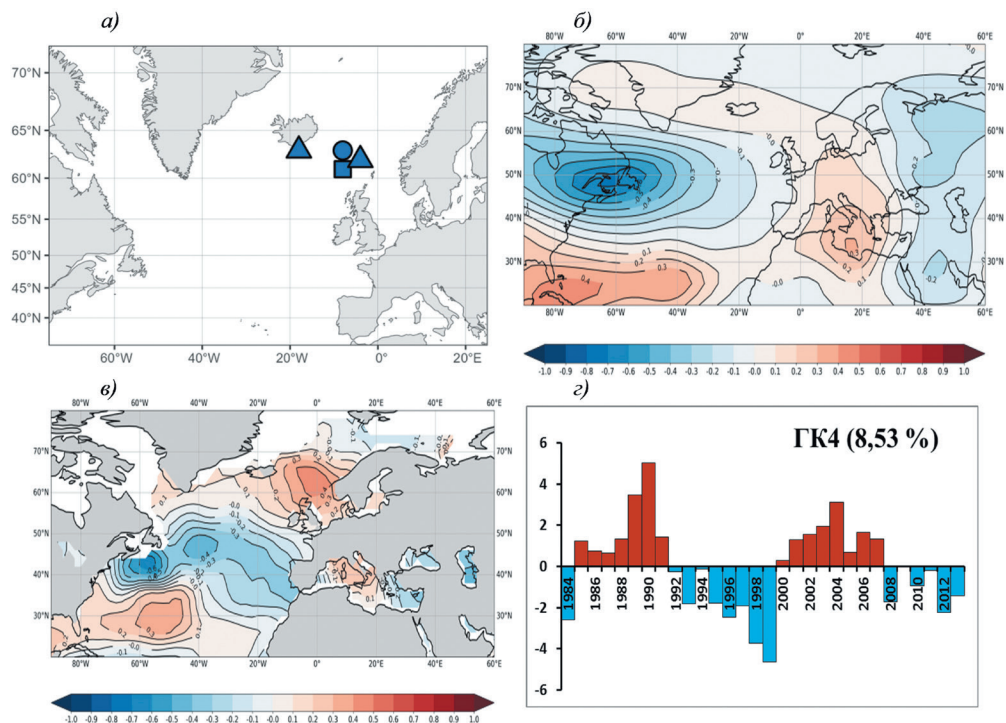


Рис. 6. Запасы тресковых рыб, связанные с ГК4 (а), распределение коэффициентов корреляции между ГК4 и полями средних зимних аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (б) и ТПО (в) в Северной Атлантике, временной ход ГК4 (г).

Fig. 6. Gadid stocks associated with PC4 (a), correlation patterns of PC4 with fields of mean winter anomalies of H500 (b) and SST (c) in the North Atlantic, time series of PC4 (d).

У ГК4 хорошо выражены декадные колебания с преобладанием ее положительных значений в период с 1985 г. по 1991 г. и в период с 2000 г. по 2007 г., а отрицательных — в период с 1992 г. по 1999 г. и в период с 2008 г. по 2013 г. (рис. 6 г).

ГК5 (6,90 %) не обнаруживает какую-либо значимую статистическую связь ни с одним климатическим показателем (табл. 2). Она отражает лишь синхронные изменения численности пополнения тресковых рыб, обитающих в пределах одного или в смежных районах океана: гренландской и исландской трески, исландской пикши, исландской и фарерской сайды (рис. 7 а). Такая синхронизация в динамике численности пополнения между различными запасами тресковых может быть результатом протяженных миграций взрослых особей в нерестовый период, а также обширного переноса личинок между нерестилищами и миграций созревающих особей. При этом крупные популяции при благоприятных условиях могут вносить существенный вклад в пополнение соседних популяций того вида, как это происходило в 1970 гг., когда половозрелые особи трески мигрировали от побережья Гренландии в воды Исландии [8].

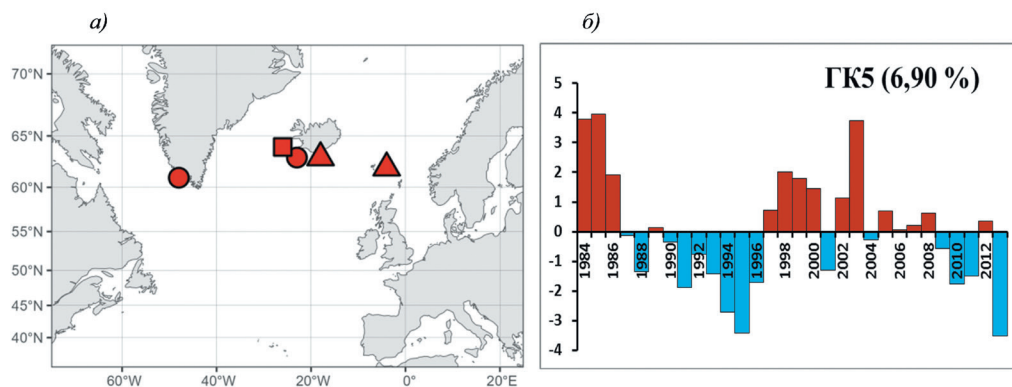


Рис. 7. Запасы тресковых рыб, связанные с ГК5 (а), временной ход ГК5 (б).

Fig. 7. Gadid stocks associated with PC5 (a), time series of PC5 (b).

Многолетние изменения ГК5, также как и в ГК4, характеризуются хорошо выраженной декадной составляющей с преобладанием положительных значений в период с 1984 по 1986 г. и в период с 1997 г. по 2008 г. и отрицательных — в период с 1987 г. по 1996 г. и в период с 2009 г. по 2013 г. (рис. 7 б).

Заключение

Анализ данных по численности пополнения для 20 запасов трески, пикши и сайды в североатлантическом регионе выявил значительное количество региональных и трансокеанских связей в динамике пополнения их запасов.

Установлено, что на межгодовую изменчивость численности пополнения одного и того же запаса тресковых рыб может воздействовать не один, а несколько крупномасштабных климатических факторов. Так, в северо-западной части Атлантического океана формирование благоприятных (неблагоприятных) условий для выживания молоди трески в значительной мере зависит от фазы как океанической атлантической многодекадной осцилляции, так и от атмосферного североатлантического колебания.

Отметим, что статистически значимые связи, как правило одного знака, обнаруживаются между близко расположенными запасами, а противоположного знака — между удаленными запасами тресковых рыб. В Атлантическом океане эти связи лучше всего проявляются для ГК 2, которая показывает высокую корреляцию с индексом североатлантического колебания. При этом изменения численности пополнения северо-восточных запасов (трески Фарерского плато, фарерской пикши, пикши Северного моря, северо-восточной арктической трески и сайды) происходят в одной фазе с североатлантическим колебанием, а северо-западных запасов (лабradorской трески и трески банки Флемиш-Кап) — в противофазе.

Отмеченная выше противофазность в изменениях динамики пополнения в северо-западных и северо-восточных районах Северной Атлантики определяется

разнонаправленностью процессов взаимодействия океана с атмосферой на западной и восточной периферии исследуемых регионов. На указанную противофазность также может оказывать влияние и термический режим поверхностных вод. В частности, связанное с конкретной фазой атлантической многодекадной осцилляции потепление или похолодание может оказывать противоположное влияние на пополнение запасов тресковых рыб в северной и южной частях их ареалов. Так, с ростом температуры воды происходит снижение численности пополнения у тепловодных запасов трески и пикши Новошотландского шельфа и Северного моря, в то время как у холодноводных запасов этих же видов в Норвежском и Баренцевом морях появляются преимущественно урожайные поколения.

В северной части Атлантического океана воздействие крупномасштабных климатических факторов во многом имеет схожий характер в пределах арктических, субарктических и умеренных широт. Выявленные связи обусловлены синхронным влиянием одного (атлантическая многодекадная осцилляция, североатлантическое колебание) или группы взаимосвязанных крупномасштабных климатических факторов (дальние связи «атмосфера-океан»).

Анализ корреляционных связей между главными компонентами и используемыми в работе физическими и биологическими факторами показал, что на пополнение некоторых запасов тресковых рыб в пределах одного океана могут влиять климатические факторы, действующие на акватории другого океана. Так, на динамику пополнения запасов трески в районах Северо-Западной Атлантики оказывает воздействие тихоокеанские атмосферные дальние связи, в частности, «тропики/Северное полушарие», один из центров действия которой расположен над Северной Атлантикой.

Выявленные закономерности воздействия крупномасштабных климатических факторов на популяции тресковых рыб в североатлантическом регионе могут служить научной основой для долгосрочного прогнозирования динамики пополнения их запасов.

Список литературы

1. FAO — URL: <https://www.fao.org/fishery/en/statistics/software/fishstatj> (дата обращения: 11.07.2025 г.).
2. Kurlansky M. Cod: a biography of the fish that changed the world. New York/London: Penguin. 1997. 294 p.
3. Apostle R., Barrett G., Holm P. et al. Community, state, and market on the North Atlantic Rim : challenges to modernity in the fisheries. Toronto: University of Toronto Press. 1998. 363 p.
4. Haedrich., Hamilton L. C. The fall and future of Newfoundland's cod fishery. Society and Natural Resources. 2000. V. 13. P. 359—372.
5. Hamilton L. C., Butler M. J. Outport adaptations: Social indicators through Newfoundland's cod crisis. Human Ecology Review. 2001. 8(2). P. 1—11.
6. Hamilton L. C. Climate, fishery and society interactions: observations from the North Atlantic. Deep Sea Research Part II. 2007. P. 2958—2969.
7. Бойцов В. Д., Лебедь Н. И., Пономаренко В. П. и др. Треска Баренцева моря: биология и промысел. Изд. 2-е. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 2003. 296 с.
8. Мельников С. П., Кровнин А. С., Мурый Г. П. Эколого-биологические особенности динамики численности пополнения и нерестовой биомассы запасов тресковых (Gadiformes: Gadidae) в северной части Атлантического океана // Журнал общей биологии. 2025. Т. 86. № 2. С. 127—142.

9. Hjort J. Fluctuations in the great fisheries of northern Europe viewed in the light of biological research // Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer. 1914. V. 20. P. 1—228.
10. Jensen A. S. Concerning a change of climate during recent decades in the Arctic and Subarctic regions, from Greenland in the west to Eurasia in the east, and contemporary biological and geophysical changes. Kongelige Danske Videnskabernes Selskab Biologiske Meddelelser. 1939. V. XIV. 76 p.
11. ICES. Climatic changes in the Arctic in relation to plants and animals // Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer. 1948. V. 125. P. 5—52.
12. Бирман И. Б. Влияние климатических факторов на динамику численности горбуши // Вопросы ихтиологии. 1966. Т. 6. № 2. С. 208—221.
13. Дементьева Т. Ф. 1976. Биологическое обоснование промысловых прогнозов. М.: Пищ. пром. 1976. 236 с.
14. Кушинг Д. Х. Морская экология и рыболовство. М.: Пищ. пром. 1979. 288 с.
15. Hennemuth R. C., Palmer J. E., Brown B. E. A statistical description of recruitment in eighteen selected fish stocks // J. Northwest Atl. Fish. Sci. 1980. V. 1. P. 101—111.
16. Борисов В. М. Естественная смертность как фактор динамики численности промысловых популяций рыб / Теория формирования численности стад промысловых рыб. М.: Наука. 1985. С. 158—166.
17. O'Boyle R. Fisheries management organizations: A study of uncertainty // Risk Evaluation and Biological Reference Points for Fisheries Management / Eds Smith J. S., Hunt J. J., Rivard D. Ottawa: National Research Council of Canada. 1993. P. 423—436.
18. Stenseth N. C., Ottersen G., Hurrell J. W. et al. Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Niño Southern Oscillation and beyond // Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences. 2003. V. 270 (1529). P. 2087—2096.
19. Drinkwater K. F., Beaugrand G., Kaeriyama M. et al. On the processes linking climate to ecosystem changes // Journal of Marine Systems. 2010. V. 79. P. 374—388.
20. Hakkinen S., Rhines P. B., Worthen D. L. Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability // Science. 2011. V. 334 (6056). P. 655—659.
21. Knudsen M. F., Jacobsen B. H., Seidenkrantz M., Olsen J. 2014. Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age // Nature Communications. 2014. V. 5. P. 1—8.
22. Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. М.: Пищепромиздат. 1961. 216 с.
23. Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства рыб. М.: ВНИРО. 1964. 165 с.
24. Elizarov A. A., Kotenev B. N., Rodionov S. N. Izhevskii's systems of nature in the light of modern investigations. ICES, Copenhagen. 1990. C.M. C:5/Ref G+H. 21 p.
25. Martin W. R., Kohler A. C. Variation in recruitment of cod (*Gadus morhua* L.) in southern ICNAF waters, as related to environmental changes // ICNAF Spec. Publ. 1965. V. 6. P. 833—846.
26. Templeman W. Relation of periods of successful yearclasses of haddock on the Grand Bank to periods of success of yearclasses for cod, haddock and herring in areas to the north and east // ICNAF Spec. Publ. 1965. V. 6. P. 523—533.
27. Templeman W. Year-class success in some North Atlantic stocks of cod and haddock // ICNAF Spec. Publ. 1972. V. 8. P. 223—238.
28. Dragesund O. Comparative analysis of year-class stlength among fish stocks in the North Atlantic // Fiskeridir Skr. Ser. Havunders. 1971. V. 16. P. 49—64.
29. Cushing D. H. Climate and fisheries. Academic Press. London. 1982. 373 p.
30. Shepherd J. G., Pope J. G., Couzens R. D. 1984. Variations in fish stocks and hypotheses concerning their links with climate // Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer, 1984. V. 185. P. 225—267.
31. Гершанович Д. Е., Потайчук С. И. Г.К. Ижевский и системные исследования условий среды для рыбохозяйственных целей // Долгопериодная изменчивость условий среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. Сборник научных трудов. М.: ВНИРО. 1989. С. 5—31.
32. Brander K., Mahon R. Effect of the North Atlantic Oscillation on recruitment of Atlantic cod (*Gadus morhua*) // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 2004. V. 56. P. 2069—2077.
33. Brander K. M. Cod recruitment is strongly affected by climate when stock biomass is low // ICES J. Mar. Sci. 2005. V. 62. P. 339—343.

34. Brodziak J., O'Brian L. Do environmental factors affect recruits per spawner anomalies of New England groundfish? // ICES J. Mar. Sci. 2005. V. 62. P. 1394—1407.
35. Cook R. M., Heath M. R. 2005. The implications of warming climate for the management of North Sea demersal fisheries // ICES J. Mar. Sci. 2005. V. 62. P. 1322—1326.
36. Megrey A. B., Lee Y. W., Macklin S. A. Comparative analysis of statistical tools to identify recruitment-environment relationship and forecast recruitment strength // ICES J. Mar. Sci. 2005. V. 62. P. 1327—1337.
37. Atlantic Cod: A Bio-Ecology. / Ed. Rose G. A. Hoboken. John Wiley & Sons. 2019. 416 pp.
38. Sætersdal G., Loeng H. Ecological adaptation of reproduction in Northeast Arctic cod // Fish. Res. 1987. V. 5. P. 253—270.
39. Planque B., Frédou T. Temperature and the recruitment of Atlantic cod (*Gadus morhua*) // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 1999. V. 56. P. 2069 — 2077.
40. ICES. Cod and future climate change. ICES Cooperative Research Report. 2010. No. 305. 88 p.
41. Kawasaki T. 1991. Effects of global climatic change on marine ecosystems and fisheries, In J. Jager and H. L. Ferguson [ed.] Climate change: science, impacts and policy. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 1991. P. 291—299.
42. ICES. Reports of the ICES Advisory Committee on Fishery Management. 1989. ICES. Copenhagen. Coop. Res. Rep. 1990. V. 168. 361 pp.
43. Rodionov S. N., Krovnin A. S. Interannual Variability of Thermal Conditions in the Bering Sea. In: Proceedings of International Symposium on the Bering Sea Fisheries, April 2—5, 1990, Khabarovsk, Russia. Alaska Fisheries Science Center, Seattle, Wash. 1991. P. 49—55.
44. Rodionov S. N., Krovnin A. S. The 1980's in the context of climate changes in the North Atlantic Region // ICES Mar. Sci. Symp. 1992. V. 195. P. 86—95.
45. Rodionov S. N. Atmospheric teleconnections and coherent fluctuations in recruitment to North Atlantic cod (*Gadus morhua*) stocks // Climate change and northern fish populations / R. J. Beamish (ed.). Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 1995. V. 121. P. 45—55.
46. PSL — Physical Sciences Laboratory. URL: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/> (дата обращения: 11.08.2025 г.).
47. Малинин В. Н., Чернышков П. П., Гордеева С. М. Канарский апвеллинг: крупномасштабная изменчивость и прогноз температуры воды. СПб: Гидрометеоздат. 2002. 156 с.
48. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Промысловая океанология юго-восточной части Тихого океана. Том I. Изменчивость факторов среды обитания. СПб: РГМУ. 2009. 278 с.
49. Ward J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function // J. Am. Stat. Assoc. 1963. V. 58. P. 236—244.
50. Кровнин А. С. Роль крупномасштабных климатических факторов Северного полушария в многолетних колебаниях запасов основных объектов российского промысла // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. Москва. ФГБНУ ВНИРО. 2020. С. 1—26.
51. Schulzweida, Uwe. CDO User Guide (2.1.0). Zenodo. 2022. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7112925>.
52. Кровнин А. С., Мельников С. П. Динамика запасов тресковых рыб в североатлантическом регионе // Тр. ВНИРО. 2023. Т. 192. С. 55—67.
53. Barnston A. C., Livezey R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weather Rev. 1987. V.115. P. 1083—1126.
54. Chen H. W., Zhang Q., Körnich H., and Chen. D. A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 2856—2861. doi:10.1002/grl.50551.
55. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Mon. Weath. Rev. 1981. V. 109. P. 784—812.

References

1. FAO — URL: <https://www.fao.org/fishery/en/statistics/software/fishstatj> (date of access: 11.07.2025).
2. Kurlansky M. Cod: a biography of the fish that changed the world. New York/London: Penguin. 1997: 294 p.
3. Apostle R., Barrett G., Holm P. et al. Community, state, and market on the North Atlantic Rim : challenges to modernity in the fisheries. Toronto: University of Toronto Press. 1998: 363 p.

4. Haedrich., Hamilton L. C. The fall and future of Newfoundland's cod fishery. *Society and Natural Resources*. 2000; (13): 359—372.
5. Hamilton L. C., Butler M. J. Outport adaptations: Social indicators through Newfoundland's cod crisis. *Human Ecology Review*. 2001; 8(2): 1—11.
6. Hamilton L. C. Climate, fishery and society interactions: observations from the North Atlantic. *Deep Sea Research Part II*. 2007; 2958—2969.
7. Boitsov V. D., Lebed' N. I., Ponomarenko V. P. et al. *Treska Barentseva moray: biologiya I promysel = Barents Sea cod: biology and fishing industry*. 2nd edition. Murmansk: PINRO Publishing House. 2003: 296 p. (In Russ.).
8. Melnikov S. P., Krovnin A. S., Moury G. P. Ecological and biological features in the dynamics of recruitment and spawning stock biomass of gadids (Gadiformes: Gadidae) in the North Atlantic. *Zhurnal obshchei biologii. = Journal of General Biology*. 2025, 86 (2): (127—142). (In Russ.)
9. Hjort J. Fluctuations in the great fisheries of northern Europe viewed in the light of biological research. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*. 1914; (20): 1—228.
10. Jensen A. S. Concerning a change of climate during recent decades in the Arctic and Subarctic regions, from Greenland in the west to Eurasia in the east, and contemporary biological and geophysical changes. *Kongelige Danske Videnskabernes Selskab Biologiske Meddelelser*. 1939: XIV. 76 pp.
11. ICES. Climatic changes in the Arctic in relation to plants and animals. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*. 1948; (125): 5—52.
12. Birman I. B. The influence of climatic factors on the dynamics of pink salmon population. *Voprosy ichtiologii = Journal of Ichthyology*. 1966; 6(2): (208—221). (In Russ.).
13. Dement'yeva T. F. *Biologicheskoye obosnovanie promyslovykh prognozov = Biological ground of fisheries forecasting*. M.: Pishchevaya promyshlennost. 1976: 236 p. (In Russ.)
14. Cushing D. H. *Morskaya ekologiya I rybolovstvo = Marine ecology and fisheries*. M.: Pishchevaya promyshlennost'. 1979: 288 p. (In Russ.).
15. Hennemuth R. C., Palmer J. E., Brown B. E. A statistical description of recruitment in eighteen selected fish stocks. *J. Northwest Atl. Fish. Sci*. 1980; (1): 101—111.
16. Borisov V. M. Natural mortality as a factor of abundance dynamics of commercial fish populations. *Teoriya formirovaniya chislenosti stad promyslovykh ryb = Theory of formation of commercial fish stock abundance*. Moscow: Nauka. 1985; (158—166). (In Russ.).
17. O'Boyle R. Fisheries management organizations: A study of uncertainty // Risk Evaluation and Biological Reference Points for Fisheries Management, Eds Smith J.S., Hunt J.J., Rivard D. Ottawa: National Research Council of Canada. 1993; 423—436.
18. Stenseth N. C., Ottersen G., Hurrell J. W. et al. Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Nino Southern Oscillation and beyond. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*. 2003; 270(1529): 2087—2096.
19. Drinkwater K. F., Beaugrand G., Kaeriyama M., Kim S., Ottersen G., Perry R. I., Pörtner H.-O., Polovina J. J., Takasuka A. On the processes linking climate to ecosystem changes. *Journal of Marine Systems*. 2010; (79): 374—388.
20. Hakkinen S., Rhines P. B., Worthen D. L. Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability. *Science*. 2011; 334(6056): 655—659.
21. Knudsen M. F., Jacobsen B. H., Seidenkrantz M., Olsen J. 2014. Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age. *Nature Communications*. 2014; (5): 1—8.
22. Izhevsky G. K. *Okeanologicheskie osnovy formirovaniya promyslovoi produktivnosti morei = Oceanological bases of formation of fishery productivity of the seas*. Moscow: Pishchepromizdat. 1961: 216 p. (In Russ.).
23. Izhevsky G. K. *Systemnaya osnova prognozirovaniya okeanologicheskikh uslovii I vosproizvodstva ryb = System basis for forecasting of oceanographic conditions and fish reproduction*. Moscow: VNIRO. 1964: 165 p. (In Russ.).
24. Elizarov A. A., Kotenev B. N., Rodionov S.N. Izhevskii's systems of nature in the light of modern investigations. ICES, Copenhagen. 1990: C.M. C:5/Ref G+H. 21 p.
25. Martin W. R., A. C. Kohler. Variation in recruitment of cod (*Gadus morhua L.*) in southern ICNAF waters, as related to environmental changes. *ICNAF Spec. Publ*. 1965; (6): 833—846.

26. Templeman W. Relation of periods of successful yearclasses of haddock on the Grand Bank to periods of success of yearclasses for cod, haddock and herring in areas to the north and east. *ICNAF Spec. Publ.* 1965; (6): 523—533.
27. Templeman W. Year-class success in some North Atlantic stocks of cod and haddock. *ICNAF Spec. Publ.* 1972; (8): 223—238.
28. Dragesund O. Comparative analysis of year-class stlength among fish stocks in the North Atlantic. *Fiskeridir Skr. Ser. Havunders.* 1971; (16): 49—64.
29. Cushing D. H. Climate and fisheries. Academic Press, London. 1982: 373 p.
30. Shepherd J. G., Pope J. G., Cousens R. D. Variations in fish stocks and hypotheses concerning their links with climate. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.* 1984; (185): 225—267.
31. Gershanovich D. E., Potaichuk S. I. G. K. *Izevsky i systemnye issledovaniya uslovii sredy dlya rybok-hozyaistennykh tselei = Izevsky G.K. and system environmental investigations in relation to fisheries.* In: Long-term environmental changes and some problems of fisheries prediction. Collected papers. Moscow: VNIRO. 1989; (5—31) (In Russ.).
32. Brander K., Mahon R. Effect of the North Atlantic Oscillation on recruitment of Atlantic cod (*Gadus morhua*). *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 2004; (56): 2069—2077.
33. Brander K. M. Cod recruitment is strongly affected by climate when stock biomass is low. *ICES J. Mar. Sci.* 2005; (62): 339—343.
34. Brodziak J., O'Brian L. Do environmental factors affect recruits per spawner anomalies of New England groundfish? *ICES J. Mar. Sci.* 2005; (62): 1394—1407.
35. Cook R. M., Heath M. R. The implications of warming climate for the management of North Sea demersal fisheries. *ICES J. Mar. Sci.* 2005; (62): 1322—1326.
36. Megrey A. B., Lee Y. W., Macklin S. A. Comparative analysis of statistical tools to identify recruitment-environment relationship and forecast recruitment strength. *ICES J. Mar. Sci.* 2005; (62): 1327—1337.
37. Atlantic Cod: A Bio-Ecology. / Ed. Rose G. A. Hoboken. John Wiley & Sons. 2019: 416 p.
38. Sætersdal G., Loeng H. Ecological adaptation of reproduction in Northeast Arctic cod. *Fish. Res.* 1987; (5): 253—270.
39. Planque B., Frédo T. Temperature and the recruitment of Atlantic cod (*Gadus morhua*). *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 1999; (56): 2069—2077.
40. ICES. Cod and future climate change. ICES Cooperative Research Report. 2010, 305: 88 p.
41. Kawasaki T. 1991. Effects of global climatic change on marine ecosystems and fisheries, In J. Jager and H.L. Ferguson [ed.] Climate change: science, impacts and policy. Cambridge University Press. Cambridge, UK. 1991: 291—299.
42. ICES. Reports of the ICES Advisory Committee on Fishery Management, 1989. ICES. Copenhagen. *Coop. Res. Rep.* 1990; 168: 361 p.
43. Rodionov S. N., Krovnnin A. S. Interannual Variability of Thermal Conditions in the Bering Sea. In: Proceedings of International Symposium on the Bering Sea Fisheries, April 2—5, 1990, Khabarovsk, Russia. Alaska Fisheries Science Center, Seattle, Wash. 1991: 49—55.
44. Rodionov S. N., Krovnnin A. S. The 1980's in the context of climate changes in the North Atlantic Region. *ICES Mar. Sci. Symp.* 1992; (195): 86—95.
45. Rodionov S. N. Atmospheric teleconnections and coherent fluctuations in recruitment to North Atlantic cod (*Gadus morhua*) stocks. Climate change and northern fish populations / R. J. Beamish (ed.). *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.* 1995; (121): 45—55.
46. PSL – Physical Sciences Laboratory. URL: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/> (date of access: 11.08.2025).
47. Malinin V. N., Chernyshkov P. P., Gordeeva S. M. *Kanarskiy apvelling: krupnomasshtabnaya izmenchivost' i prognoz temperatury vody. = Canary Islands Upwelling: Large-Scale Water Temperature Variability and Forecast.* St. Petersburg. Gidrometeoizdat. 2002: 156 p. (In Russ.).
48. Malinin V. N., Gordeeva S. M. *Promyslovaya okeanologiya yugo-vostochnoy chasti Tikhogo okeana. Tom I. Izmenchivost' faktorov sredy obitaniya = Fishery oceanology of south-east Pacific. Volume 1. Variability of habitat factors.* St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University. 2009: 278 p. (In Russ.).
49. Ward J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *J. Am. Stat. Assoc.* 1963, 58: 236-244.

50. Krovnin A. S. Role of large-scale climatic factors of the Northern hemisphere in long-term variations of main commercial fish stocks of the Russian fishery. *Avtoreferat dissertatsii na soiskanie uchyanoi stepeni kandidata geographicheskikh nauk = Synopsis of the thesis prepared by candidate of Earth sciences*. Moscow: VNIRO. 2020: (1—26) (In Russ.).
51. Schulzweida, Uwe. CDO User Guide (2.1.0). Zenodo. 2022. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7112925>.
52. Krovnin A. S., Melnikov S. P. Dynamics of codfish stocks in the North Atlantic region. *Trudy VNIRO = Proceedings of VNIRO*. 2023, 192: 55—67 (in Russ.).
53. Barnston A. C., Livezey R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Weather Rev.* 1987; (115): 1083—1126.
54. Chen H. W., Zhang Q., Körnich H., and Chen. D. A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* 2013; (40): 2856—2861. doi:10.1002/grl.50551.
55. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weath. Rev.* 1981; (109): 784—812.

Сведения об авторах

Кровнин Андрей Сергеевич, доктор географических наук, старший научный сотрудник/начальник Отдела динамики климата и водных экосистем Государственного научного центра РФ ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии» (ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО»), akrovnin@vniro.ru.

Мельников Сергей Петрович, доктор биологических наук, начальник Отдела многостороннего международного сотрудничества Государственного научного центра РФ ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии» (ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО»), melnikov@vniro.ru.

Мурый Георгий Петрович, ведущий специалист Отдела динамики климата и водных экосистем Государственного научного центра РФ ФГБНУ «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии» (ГНЦ РФ ФГБНУ «ВНИРО»), moury@vniro.ru.

Information about authors

Krovnin Andrei Sergeevich, doctor (Geogr. Sci.), senior scientist/Head of Division of climate dynamics and aquatic ecosystems, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO).

Melnikov Sergei Petrovich, doctor (Biol. Sci.), Head of Division of multi-lateral international cooperation, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO).

Moury Georgy Petrovich, lead specialist of Division of climate dynamics and aquatic ecosystems, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO).

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 17.12.2025

Принята в печать 12.02.2026

The article was received on 17.12.2025

The article was accepted on 12.02.2026

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 75—89.
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):75—89.

Научная статья
УДК [551.461.2:556.12:528.71](262.81)
doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-75-89

Межгодовая изменчивость осадков над акваторией Каспия по спутниковым данным для периодов повышения и понижения уровня

Валерий Николаевич Малинин, Мария Дмитриевна Кудель

Российский государственный гидрометеорологический университет»,
г. Санкт-Петербург, malinin@rshu.ru

Аннотация. Для оценки межгодовой изменчивости осадков Каспийском море для периодов повышения уровня (1979—1995 гг.) и его понижения (с 1996 г.) обсуждается использование 4 спутниковых архивов ре-анализа: R-1, R-2, ERA5, MERRA-2. Отмечены расхождения в межгодовом ходе осадков по данным архивам, особенно значительные в период повышения уровня. Показано, что архивы ERA5, MERRA-2 значительно завышают осадки над морем. Выявлена полная согласованность годовых сумм осадков по архивам R-1, R-2 с другими компонентами водного баланса для различных временных промежутков. Выполнен расчет статистических характеристик осадков, показана их высокая межгодовая изменчивость и наличие отрицательных трендов осадков для обеих фаз изменений уровня. Рассматриваются особенности сезонной изменчивости осадков для периодов повышения и понижения уровня моря.

Ключевые слова: Каспийское море, осадки, водный баланс, уровень моря.

Благодарности: Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки РФ FSZU-2026-0003.

Для цитирования: Малинин В. Н., Кудель М. Д. Межгодовая изменчивость осадков на акватории Каспия по спутниковым данным для периодов повышения и понижения уровня // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 75—89. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-75-89.

Original article

Interannual variability of precipitation over the Caspian Sea using satellite data for periods of elevation and lowering of the sea level

Valery N. Malinin, Maria D. Kudel

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russian Federation

Summary. The paper considers the interannual variability of precipitation for periods of rising sea levels (1979—1995) and falling sea levels (since 1996). For this purpose, four satellite reanalysis archives are used: R-1, R-2, MERRA-2, and ERA-5. A comparison of these archives showed that R-1 can be combined with R-2, and MERRA-2 with ERA-5, for precipitation estimates. A significant overestimation of P (ERA-5, MERRA-2) values is shown in relation to P (R-1, R-2), and especially to precipitation estimates

determined from meteorological station data. In this regard, only averaged precipitation from the R-1 and R-2 archives was considered in the paper. An indirect procedure was used to assess the accuracy of precipitation determination. Its essence consisted in finding long periods of time for which the sea level at the final and initial moments of time was equal, i.e. $h_{\text{fin}} - h_{\text{start}} = \Delta h = 0$. For these periods, a comparison of the total values of water inflow and outflow to the sea was performed. The discrepancy between them will indicate the total systematic error (residual). Five residual values were calculated, revealing that the residual is less than 1 cm, and for long periods (more than 35 years), it approaches zero. This indicates complete consistency between the water balance components. Statistical characteristics of precipitation were calculated, demonstrating their high interannual variability. A negative precipitation trend is noted for both phases of sea level changes, but its decrease is more rapid with rising sea levels. The seasonal course of precipitation has two maxima: the main one in November and a local one in February. The minimum precipitation is observed in August.

Keywords: Caspian Sea, precipitation, water balance, sea level.

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of the state assignment of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation № FSZU-2026-0003.

For citation: Malinin V. N., Kudel M. D. Interannual variability of precipitation over the Caspian Sea using satellite data for periods of elevation and lowering of the sea level *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(75—89). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-75-89. (In Russ.).

Введение

Осадки, выпадающие на поверхность Каспийского моря, являются третьим по значимости фактором влияния на его уровень после притока речных вод и испарения с поверхности моря и примерно в 4 раза их меньше. Видимо, поэтому систематическому анализу пространственно-временной изменчивости осадков уделяется сравнительно мало внимания. Осадки являются самой плохо определяемой компонентой водного баланса, точность которой ниже притока речных вод и даже испарения. Это связано с рядом причин. Техническая причина — малое число стационарных метеорологических станций, физическая — наличие значительной пространственной неоднородности в распределении осадков по акватории моря, которая обусловлена сложным рельефом на западном и южном побережьях, наличием большого числа островов и резкими климатическими изменениями на малом расстоянии. В юго-западной части моря вблизи Азербайджана осадков выпадает до 1700 мм/год, а наименьшее — до 100 мм/год на восточном берегу моря, поэтому для Каспия характерен огромный широтный градиент осадков, составляющий примерно 300 мм/год на 1 км [1].

Но даже определение осадков по данным малого числа стационарных метеорологических станций встречает серьезные затруднения. Измеренные осадки на станциях, как на побережье моря, так и на некоторых островах, искажены влиянием орографических особенностей района и не отражают истинное количество осадков в открытом море. Особенно сильное искажение осадков происходит в гористой западной и южной части моря. В открытом море наблюдения за осадками носят эпизодический характер. В результате рассчитанные тем или иным способом осадки для акватории моря [2, 3, 4 и др.] имеют значительные неопределенности, учесть которые не представляется возможным.

Обзор публикаций на начало 1990 г. [1] показал, что расхождение между крайними среднемноголетними оценками осадков (246 мм и 194 мм) составляет

52 мм или 25 % от общей средней (208 мм). Последующие публикации подтверждают значительные расхождения в оценках осадков (табл. 1). В работе [2] дается диапазон изменчивости оценок осадков по данным разных авторов, среднее значение которого равно 218 мм. В работе [5] также приводится среднее значение по данным разных авторов, которое, как нетрудно видеть, заметно ниже аналогичных оценок, полученных другими авторами. Все это свидетельствует о явно неудовлетворительном состоянии определения осадков над акваторией моря на основе использования стационарных метеорологических станций. Однако с учетом того, что величина осадков в несколько раз меньше притока речных вод и испарения, это во многих случаях позволяет удовлетворительно замыкать уравнение водного баланса моря.

Таблица 1

Климатические оценки осадков над Каспийским морем
по метеорологическим данным в XX столетии
Climatic estimates of precipitation over the Caspian Sea
based on meteorological data in the twentieth century

Автор	Год публикации	Период наблюдений	Оценка, мм/год
Малинин [1]	1994	XX столетие	194—246
Терзиев, Никонова [6]	2003	XX столетие	192
Нестеров [2]	2016	XX столетие	171—263
Костяной и др. [5]	2025	XX столетие	180

В связи с этим возникает необходимость привлечения альтернативных способов определения осадков на морской поверхности. Единственным вариантом является спутниковая информация, которая ассимилируется в архивах ре-анализа и используется при построении климатических моделей. Однако следует иметь в виду, что до настоящего времени точность определения осадков над водной поверхностью является весьма низкой, и для большинства архивов ре-анализа не отвечает элементарным физическим критериям точности [7, 8].

Если на суше спутниковые измерения осадков можно сравнивать с наземными оценками, точность которых контролируется, то над морской поверхностью нет возможности сравнения спутниковых осадков с их «эталонными» значениями. Отсутствие описания методик и алгоритмов определения осадков в архивах ре-анализа не позволяет судить об их систематических ошибках.

Одной из первых работ по оценке осадков на основе спутниковой информации является работа [9], в которой использовался глобальный архив CDAS (Climate Data Assimilation System), являющийся частью системы так называемого «ретроспективного» анализа» (реанализ) NOAA NCEP/NCAR Reanalysis [10]. Из данного архива в узлах широтно-долготной сетки $1,875^\circ \times 1,875^\circ$ были выбраны среднемесячные значения осадков на акватории моря в 11 точках за период с 1949 г. по 2005 г. Средняя оценка осадков за этот период составила 230 мм, причем за период с 1980 г. по 2005 г. она снизилась до 200 мм/год. В межгодовом ходе осадков отчетливо отмечается сильный отрицательный тренд в течение периода с 1970 г. по 1989 г. и последующий положительный тренд.

При построении климатической модели водного баланса Каспия на основе глобальной модели Climate Forecast System (CFS) [11] осадки рассчитывались для периода (фаз) повышения (1979—1995 гг.) и снижения (1996—2015 гг.) уровня. Для первого периода среднее значение осадков составило 397 мм/год, а для второго — 345 мм/год. Нетрудно видеть завышение значений осадков по сравнению с инструментальными данными почти в 2 раза, что маловероятно.

В последние десятилетия расчеты осадков над морем по спутниковой информации приняли массовый характер в связи с прогнозированием уровня Каспия на конец столетия по климатическим моделям [12—15], которые почти все дают сильное снижение уровня за счет значительного повышения испарения и уменьшения притока речных вод. При этом в большинстве случаев внимание анализу осадков не уделяется. Только в работе [16] дается прогноз уровня на перспективу на основе 13 глобальных климатических моделей из 6-го этапа проекта CMIP6 по 4 сценариям. Будущие прогнозы показывают, что изменения осадков могут снизиться на 2,3—20 % в зависимости от сценария. Хотя неопределенность таких оценок высока, однако они точно идут в русле роста испарения и уменьшения притока речных вод, определяющих сильное снижение уровня Каспия.

Однако известно, что при интегрировании климатических моделей на длительный срок происходит накопление систематических ошибок, вследствие чего полученные результаты могут стать ненадежными. В результате систематические ошибки в оценках осадков смогут оказывать существенное влияние на изменения уровня моря.

Цель настоящей работы состоит в выявлении межгодовой изменчивости осадков над Каспием по различным известным архивам ре-анализа и климатическим моделям для фаз повышения (1978—1995 гг.) и понижения уровня (с 1996 г.) и оценке степени согласованности с другими компонентами водного баланса.

Исходные данные

В работе использовались 4 хорошо известных спутниковых глобальных архивов ре-анализа, пользующихся высокой репутацией:

— архив NCEP/NCAR (*англ.* National Center for Atmospheric Research, Национальный центр исследований атмосферы США) Reanalysis-1 (R-1);

— архив NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (*англ.* National Centers for Environmental Prediction, Department of Energy — Национальный центр экологических прогнозов США, Департамент энергетики; *англ.* Atmospheric Model Intercomparison Project) Reanalysis-2 (R-2), являющийся продолжением архива R-1;

— архив MERRA-2, представляющий новейший ретроспективный атмосферный анализ современной спутниковой эпохи, созданный Управлением глобального моделирования и ассимиляции НАСА (GMAO). Архив ERA-5 — это атмосферный ре-анализ глобального климата ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) пятого поколения, охватывающий период с января 1940 г. по настоящее время.

— архив ERA-5 представляющий атмосферный ре-анализ глобального климата ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) пятого поколения, охватывающий период с января 1940 г. по настоящее время.

Отметим, что документации этих архивов [10, 17—19] достаточно подробно приводятся в статье [20] применительно к расчету испарения с акватории моря. В данной работе эта схема полностью повторяется. Расчетный период составил 47 лет (1978—2024 гг.) и включал период сильного повышения уровня (до 1995 г.) и не менее сильного понижения уровня с 1996 г. Из архивов R-1 и R-2 с пространственным разрешением $1,9^\circ$ по широте и долготе на акватории Каспия были выделены 13 точек: 5 точек в Северном Каспии и по 4 в центральной и южной частях моря. Оценка осадков для всего моря находилась простым арифметическим усреднением их в узлах сетки.

Из архива ERA-5 с пространственным разрешением 31 км было выделено 42 широтных разреза. Число точек на разрезах варьировалось от 8 до 26. Общее число точек составило 700. Выбранные в узлах сетки среднемесячные значения осадков вначале усреднялись для каждой широты, а затем для всего моря. При этом учитывалось число точек на каждой широте.

Поскольку в архиве MERRA-2 пространственное разрешение составляло $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ по широте и долготе, то был выделен 21 широтный разрез, каждый из них включал от 4 до 11 точек. Общее число точек составило 140. Среднее количество осадков для моря определялось точно также как по архиву ERA-5.

Результаты расчетов и их обсуждение

Обратимся к рис. 1, на котором приводится межгодовой ход осадков по 4 архивам ре-анализа. Поскольку межгодовые колебания осадков по архивам R-1 и

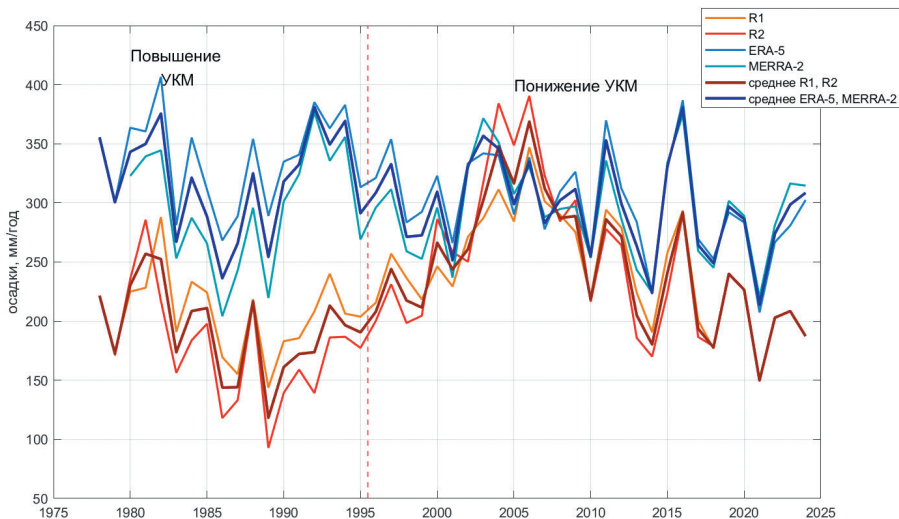


Рис. 1. Межгодовой ход осредненных осадков над акваторией моря по данным разных архивов ре-анализа.

Fig. 1. Interannual course of averaged precipitation over the sea area according to data from various archives of reanalysis.

R-2, а также по архивам ERA-5 и MERRA-2 близки друг к другу, то для них выполнено осреднение и осредненные кривые осадков $P_{(R-1, R-2)}$, $P_{(ERA, MERRA)}$ тоже приводятся на графике. Расхождение этих осредненных кривых весьма значительно, особенно в период повышения уровня моря, когда оценки $P_{(ERA, MERRA)}$ существенно превосходят $P_{(R-1, R-2)}$. В период понижения уровня это превышение меньше.

В табл. 2 представлены количественные статистические характеристики осадков отдельно для периодов повышения и понижения уровня моря. Отметим, что величины осадков $P_{(ERA, MERRA)}$ превышают $P_{(R-1, R-2)}$ для фазы повышения УКМ более, чем в полтора раза. Сравнение осадков $P_{(R-1, R-2)}$ и $P_{(ERA, MERRA)}$ с аналогичными оценками, полученными по метеорологическим данным (табл. 1) свидетельствует, что архивы ERA и MERRA завышают осадки примерно в 1,5 раза, в то время как, согласно архивам R-1 и R-2, некоторое завышение осадков отмечается только в период понижения УКМ. Отметим также сравнительно высокую межгодовую изменчивость осадков, особенно для архивов R-1 и R-2, коэффициент вариации для которых составляет 0,20—0,22. Изменчивость осадков над акваторией моря существенно выше, чем на водосборном бассейне [21].

Таблица 2

Статистические характеристики осадков
для периодов роста и понижения уровня по данным разных архивов
Statistical characteristics of precipitation for periods of rising and
falling levels according to data from various archives

Архив	Рост уровня (1979—1995 гг.)					Понижение уровня (с 1996 г.)				
	$X_{\text{сп}}$, мм/год	СКО, мм/год	К-т ва- риации	Tr , мм/год	R^2	$X_{\text{сп}}$, мм/год	СКО, мм/год	К-т ва- риации	Tr , мм/год	R^2
$P_{(R-1, R-2)}$	192	37,9	0,20	-2,63	0,14	247	53,6	0,22	-0,26	0,11
$P_{(ERA, MERRA)}$	318	43,3	0,13	0,14	0,00	297	39,9	0,13	-1,12	0,06
Среднее	255	37,4		-1,2	0,03	272	43,2		-1,90	0,14

В осредненных по 4 архивам осадках при понижении уровня отмечается значимый отрицательный тренд равный $-1,9$ мм/год. В осадках по архивам ERA, MERRA тренды отсутствуют при повышении и понижении уровня, т. е. осадкам присущ случайный характер колебаний. Своеобразный характер трендов отмечается в осадках по архивам R-1 и R-2. В оба периода изменений уровня осадки уменьшаются, но более быстрыми темпами при повышении уровня, что с физической точки зрения представляется не очень логичным. На этом фоне отмечается мощный локальный положительный тренд в течение периода с 1989 г. по 2006 г. который не привязан к фазам изменений уровня.

Очевидно, очень высокие оценки осадков по архивам ERA и MERRA сильно завышающие их климатические нормы следует считать маловероятными, поэтому ограничимся вопросом оценки точности осадков по архивам R-1 и R-2. Как было отмечено выше, прямого контроля для оценки точности осадков нет, вследствие этого необходимо привлекать косвенные методы. Для косвенной оценки точности осадков воспользуемся следующей процедурой. За некоторый длительный период времени уравнение водного баланса Каспийского моря имеет простой вид [1]:

$$n^{-1} \sum \left(v_{(Q+P)i} - v_{(E+q)i} \right) - \Delta h = \eta, \quad (1)$$

где $v_{(Q+P)i}$ — приток воды к морю за счет годового суммарного стока речных вод ($Q_{\text{сум}}$) и выпадения осадков на поверхность моря (P) в i -тый год, в см, $v_{(E+q)i}$ — отток воды за счет годовых значений испарения (E) и стока в з. Кара-Богаз-Гол (q) в i -тый год, в см, Δh — разность между конечным ($h_{\text{кон}}$) и начальным ($h_{\text{нач}}$) значением уровня Каспия, η — невязка (суммарная систематическая погрешность) компонент водного баланса.

Основой суммарного стока речных вод послужили данные по стоку Волги из работы [5]. Умножением на коэффициент 1,2 [22], который характеризует вклад стока других рек в Каспий и подземный приток, сток Волги переводился в суммарный приток речных вод $Q_{\text{сум}}$ к Каспию. Данные по испарению заимствованы из работы [20], а сток в з. Кара-Богаз-Гол (КБГ) из [2, 23]. Уровень Каспия определяется по 4 береговым станциям (Баку, Махачкала, Форт Шевченко и Красноводск), а после 1993 г. — по спутниковой альтиметрии.

Несмотря на простой вид уравнения (1), оценка η представляет существенные сложности, ибо кроме ошибок приходных и расходных компонент баланса необходимо дополнительно учитывать ошибки величин Δh . Ошибок Δh можно избежать, если в качестве начального и конечного уровня задать одну и ту же его величину. В этом случае $\Delta h = h_{\text{кон}} - h_{\text{нач}} = 0$.

В данной работе в качестве «реперных» значений уровня приняты его оценки через 0,5 м: $-27,0, -27,5 \dots -29,0$ м. За рассматриваемый период с 1978 г. по 2024 г. (рис. 1) начальная оценка $-27,0$ м отмечалась в 1992 г., конечная — в 2006 г., т. е. продолжительность периода составила 15 лет (табл. 3). Естественно, продолжительность следующих периодов увеличивалась по нарастающей. Как видно из табл. 3 только для уровня -28 м невязка была выше 1 см. Это связано со стоком Волги ниже нормы и одновременно испарением выше нормы в промежутке уровня между $-27,5$ и $-28,0$ м. Для остальных периодов невязка меньше 1 см, причем для длинных промежутков (более 35 лет) она приближается к нулю. Выполненные расчеты свидетельствуют о полной согласованности компонент водного баланса. Если в компонентах водного баланса присутствуют систематические ошибки, то они за счет разных знаков компенсируют друг друга. Итак, осредненные над морем спутниковые осадки $P_{\text{сп}}$, рассчитанные по архивам R-1 и R-2, имеют вполне достаточную точность с точки зрения выполнения воднобалансовых расчетов.

Таблица 3

Оценки невязки уравнения водного баланса (1) для различных промежутков времени при условии $\Delta h = 0$

Estimates of the inconsistency of the water balance equation (1) for various time intervals under the condition of $\Delta h = 0$

Отметка уровня, м.	Продолжительность периода, годы	Длина периода, годы	$\sum \left(v_{(Q+P)i} - v_{(E+q)i} \right)$, см	Невязка, см/год
-27,0	1992—2006	15	10,6	0,70
-27,5	1990—2011	15+7 = 22	-17,75	-0,80

Отметка уровня, м.	Продолжительность периода, годы	Длина периода, годы	$\sum (v_{(Q+P)i} - v_{(E+q)i})$, см	Невязка, см/год
-28,0	1984—2018	22+13 = 35	-45,85	-1,3
-28,5	1980—2021	35+7 = 42	-7,13	-0,17
-29,0	1978—2024	42+ 5 = 47	10,05	0,22

На рис. 2 представлена карта пространственного распределения годовых значений осадков за период с 1978 г. по 2024 г. Изолинии осадков имеют малую извилистость, что обусловлено значительным пространственным шагом сетки архивов R-1 и R-2 ($1,9^\circ$). В целом карта правильно описывает известные закономерности в пространственном распределении осадков, однако их некоторые мелкомасштабные особенности она естественно отражать не может. Максимальное

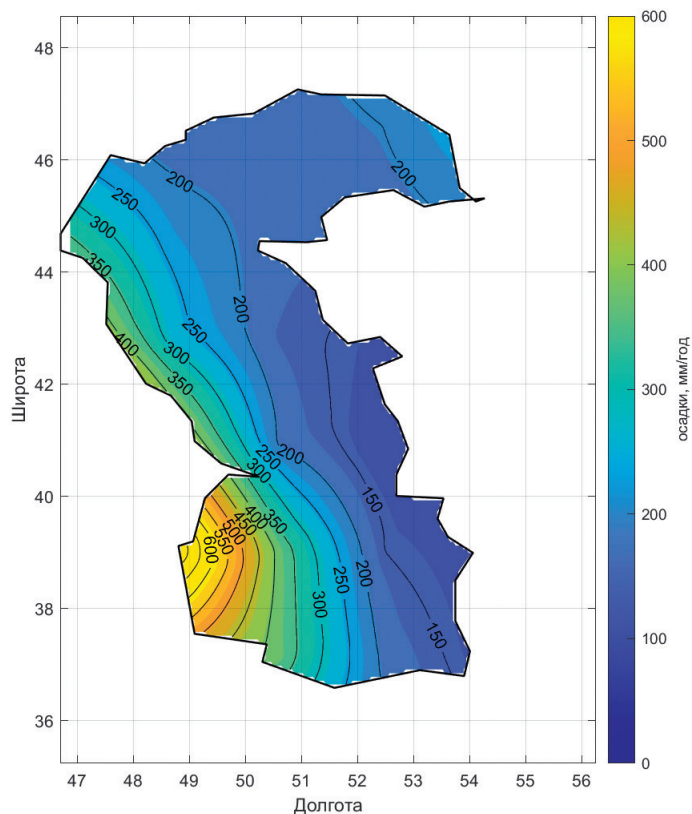


Рис. 2. Распределение среднегоголетних значений осадков над Каспийским морем за период с 1978 г. по 2024 г. в мм/год.

Fig. 2. Distribution of average annual precipitation values over the Caspian Sea for the period 1978—2024 in mm/year.

количество осадков выпадает в юго-западной части моря вблизи Ленкорани (более 1500 мм/год) и тянется узкой полосой к иранскому побережью. Абсолютный максимум среднееголетних осадков (1850 мм/год) отмечается около иранского города Анзали [24]. Минимальное количество осадков (менее 100 мм/год) выпадает вблизи восточного побережья моря в его центральной части и у з. КБГ. Наибольший пространственный широтный градиент осадков отмечается в южной части моря, который по направлению на северо-восток уменьшается. У северного побережья пространственный градиент осадков выражен существенно слабее.

На рис. 3 представлено распределение среднееголетних месячных сумм осадков над морем для периодов повышения и понижения уровня моря, а также осредненный сезонный ход осадков, рассчитанных по данным островных и береговых метеорологических станций 5 авторами за различные длительные промежутки времени XX века, которые систематизированы в работе [1]. В спутниковых осадках присутствует хорошо выраженный сезонный ход с двумя максимумами: главный — в ноябре и локальный — в феврале. Минимум отмечается в августе. Наибольшие расхождения в оценках осадков свойственны зимнему сезону, а

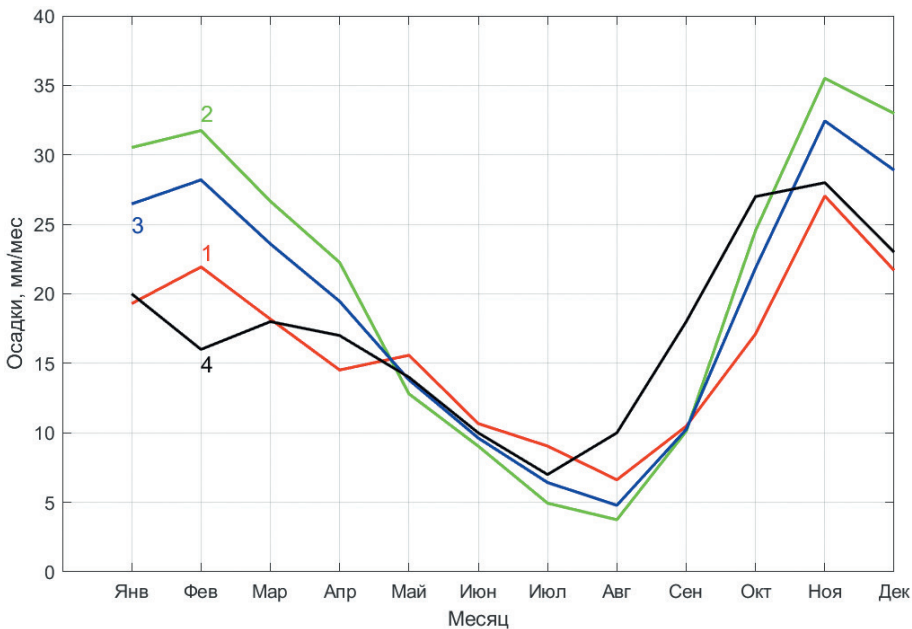


Рис. 3. Сезонный ход среднееголетних месячных сумм осадков над Каспийским морем для периодов повышения (1978—1995 гг.) (1) и понижения (1996—2024 гг.) (2) уровня, за период с 1978 г. по 2024 г. (3) и за различные длительные промежутки времени XX века [1] (4).

Fig. 3. The seasonal course of the average annual monthly precipitation over the Caspian Sea for the periods of increasing (1978—1995) (1) and decreasing (1996—2024) (2) levels, for 1978—2024 (3) and for various long periods of the 20th century [1] (4).

минимальные расхождения — летнему. Максимальное различие в осадках между периодами повышения и понижения уровня имеет место в январе и превышает 10 мм.

Сезонной изменчивости осадков, определенных по метеорологическим станциям, присущ более сглаженный ход. Главный максимум совпадает со спутниковыми данными, локальный максимум и минимум отличаются от спутниковых данных на 1 месяц. Основные расхождения между спутниковыми и метеорологическими осадками наблюдаются в зимний период. В феврале оно достигает 12 мм, т. е. составляет примерно половину месячной суммы. Летом они минимальны.

Рассмотрим особенности линейной связи осредненных по морю осадков (P_{cp}) с осадками в отдельных районах. Для этого сначала рассчитывалась корреляция для всех 13 узлов сеточной области, а затем выполнялось осреднение по районам моря (табл. 4). Наибольшая корреляция отмечается для Среднего Каспия, причем при понижении уровня она выше ($r = 0,82$), чем при его росте. При повышении уровня наименьшая корреляция свойственна Северному Каспию в основном за счет двух узлов, находящихся вблизи побережья ($r = 0,68$). Незначительная положительная корреляция имеет место для осадков в Южном Каспии с осредненными осадками при понижении уровня ($r = 0,27$) из-за отсутствия корреляции осадков в 2 узлах вблизи побережья Ирана с осадками на остальной акватории моря.

Таблица 4

Распределение коэффициентов корреляции осредненных осадков по акватории моря с осадками в отдельных районах
Distribution of the coefficients of correlation of average precipitation over the sea area with precipitation in individual areas

Район	повышение УКМ	понижение УКМ	весь период
Северный Каспий	0,676	0,730	0,782
Средний Каспий	0,777	0,825	0,850
Южный Каспий	0,712	0,270	0,380

В значительной степени это связано с изменившимся характером синоптических процессов в текущем столетии под влиянием горной системы Эльбурс, расположенной вблизи южного побережья моря и усилением «озерного эффекта» [25]. Влияние озерного эффекта состоит в натекании холодного северного ветра на очень теплую поверхность моря, которое активизирует тепло- и влагообмен и выпадение осадков.

Расчет пошаговых регрессий осредненных осадков P_{cp} с осадками в 13 узлах пространственной сетки показал, что при повышении уровня двухшаговая модель описывает 87 % дисперсии P_{cp} с относительной ошибкой в долях СКО равной 0,4, а трехшаговая модель — 94 % дисперсии P_{cp} . При понижении уровня аналогичная двухшаговая модель имеет еще более высокую точность: она описывает 94 % дисперсии P_{cp} с ошибкой 0,26. Однако в эти уравнения входят разные узлы, что отражает неодинаковость условий выпадения осадков над морем в разные фазы изменений УКМ.

Заключение

В работе рассматривается межгодовая изменчивость осадков для периодов повышения уровня (1979—1995 гг.) и его понижения (с 1996 г.). Отмечается явно неудовлетворительное состояние определения осадков над акваторией моря на основе использования стационарных метеорологических станций, поэтому возникает необходимость привлечения альтернативных способов определения осадков на морской поверхности. По сути, единственным вариантом является спутниковая информация, которая ассимилируется в архивах ре-анализа и используется при построении климатических моделей. С этой целью используются 4 известных архива ре-анализа: R-1, R-2, MERRA-2 и ERA-5. Сопоставление этих архивов показало, что для оценок осадков можно объединить R-1 с R-2, а MERRA-2 с ERA-5. При этом отмечается существенное завышение значений $P_{(ERA, MERRA)}$ по отношению к $P_{(R-1, R-2)}$ и более чем в 1,5 раза к климатологическим оценкам осадков, определенных по данным метеорологических станций. В связи с этим далее рассматривались только осредненные осадки P_{cp} по архивам R-1 и R-2.

Поскольку непосредственно оценить точность определения осадков нереально, то использовалась косвенная процедура. Суть ее состояла в том, что за достаточно длительный период времени в уравнении водного баланса Каспийского моря принималось равенство уровня за конечный и начальный момент времени, т. е. $h_{кон} - h_{нач} = \Delta h = 0$. Отсюда следует равенство приходной и расходной части водного баланса моря. При условии независимого определения всех компонент баланса невязка η будет показывать их суммарную систематическую ошибку. Принимая в качестве реперных значений уровня его оценки через 0,5 м (–27,0, –27,5 ... –29,0 м), были рассчитаны 5 значений невязки. Только для уровня –28 м невязка была выше 1 см/год. Для остальных периодов невязка меньше 1 см/год, причем для длинных промежутков (более 35 лет) она приближается к нулю. Это свидетельствует о полной согласованности компонент водного баланса. Но если в компонентах водного баланса присутствуют систематические ошибки, то они за счет разных знаков компенсируют друг друга, поэтому спутниковые осадки, рассчитанные по архивам R-1 и R-2, имеют достаточную точность при их использовании в воднобалансовых расчетах.

Выполнен расчет статистических характеристик. Среднее значение для периодов повышения и понижения уровня оставляет 192 и 247 мм/год. При этом отмечается их сравнительно высокая межгодовая изменчивость (коэффициент вариации 0,20—0,22). Тренд осадков отрицательный для обеих фаз изменений уровня, но уменьшение осадков идет более быстрыми темпами при повышении уровня. На этом фоне отмечается хорошо выраженный локальный положительный тренд в течение периода с 1989 г. по 2006 г., который не привязан к фазам изменений уровня. Сезонный ход осадков имеет 2 максимума: главный — в ноябре и локальный — в феврале. Минимум осадков отмечается в августе. Главный максимум «метеорологических» осадков совпадает со спутниковыми данными, локальный максимум и минимум отличается от спутниковых данных на 1 месяц. Основные расхождения между спутниковыми и метеорологическими осадками

наблюдаются в зимний период. В феврале оно достигает 12 мм. В целом спутниковые осадки адекватно описывают сезонную изменчивость.

Итак, полученные результаты показали, что спутниковые архивы R-1 и R-2 позволяют получить достаточно надежные оценки P_{cp} , которые можно использовать в воднобалансовых расчетах.

Список литературы

1. Малинин В. Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: Изд-во РГМИ, 1994. 160 с.
2. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз / Под ред. Е. С. Нестерова. М.: Триада Лтд, 2016. 378 с.
3. Смирнова К. И., Луныкова Л. Г. Многолетние характеристики составляющих водного баланса Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. 1984. Вып. 263. С. 113—122.
4. Никонова Р. Е., Бортник В. Н. Характеристика межгодовой и сезонной изменчивости составляющих водного баланса и уровня Каспийского моря за период его современного повышения // Водные ресурсы. 1994. Том 21, № 4. С. 410—414.
5. Костяной А. Г., Малинин В. Н., Фролов А. В. Основные причины изменения уровня Каспийского моря // Фундаментальная и прикладная климатология. 2025 т. 11, № 3. С. 5—40. doi:10.21513/2410-8758-2025-3-5-40.
6. Терзиев Ф. С., Никонова Р. Е. Некоторые итоги изучения современного состояния гидрометеорологического режима Каспийского моря и перспективы дальнейших исследований / Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб., 2003. Гидрометеороиздат, С. 239—253.
7. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Изменчивость испарения и осадков над океаном по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2016, № 4, С. 23—34. DOI: 10.7868/S0205961416040047.
8. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Влияние влагообмена в Северной Атлантике на увлажнение европейской части России и годовой сток Волги // Водные ресурсы. 2019, том 46, № 3, С. 466—479. DOI: 10.31857/S0321-0596463318-332
9. Малинин В. Н., Рашад С. Т. Изменчивость полей испарения и осадков в Каспийском море, Вопросы промысловой океанологии, 2008. вып. 5, № 1, ВНИРО, с. 201—212.
10. Kanamitsu M. Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System // Weather and Forecasting. 1989. vol. 4. no. 3. P. 335—342. DOI:10.1175/15200434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2.
11. Chen J. L., Pekker T., Wilson C. R. et al. Longterm Caspian Sea level change // Geophysical Research Letters. 2017. V. 44. P. 6993—7001. doi:10.1002/2017GL073958.
12. Hoseini S. M., Soltanpour M., Zolfaghari M. R. Projected changes in Caspian Sea level under CMIP6 climate change scenarios: probabilistic and deterministic approaches // Climate Dynamics. 2025. vol. 63, no. 1, P. 1—18, doi: 10.1007/s00382-024-07548-w.
13. Lahijani H., Leroy S.A.G., Arpe K., Cretaux J.-F. Caspian Sea level changes during instrumental period, its impact and forecast: A review // Earth- Science Reviews 2023. vol. 241, no. 104428, URL: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104428>.
14. Prange M., Wilke T., Wesselingh F. P. The other side of sea level change // Communications Earth & Environment 2020. vol. 1, no. 69, URL: <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00075-6>.
15. Samant R., Prange M. Climate-driven 21st century Caspian Sea level decline estimated from CMIP6 projections // Communications Earth & Environment 2023. vol. 4, no. 357, URL: <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01017-8>.
16. Hoseini S. M., Soltanpour M., & Zolfaghari M. R. Climate change impacts on temperature and precipitation over the Caspian Sea // International Journal of Water Resources Development. 2024. 1—26. <https://doi.org/10.1080/07900627.2024.2313050>
17. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146. P.1999—2049. DOI: 10.1002/qj.3803.

18. Электронный ресурс «Copernicus Climate Data Store.» [<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview>] режим доступа — свободный. Дата обращения 22.12.2025.
19. Gelaro R., McCarty W., Suárez M. J. et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // *J Clim*. 2017. Vol. 30(13): 5419—5454. doi:10.1175/JCLI-D-16-0758.1. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
20. Малинин В. Н., Кудель М. Д. К оценке межгодовой изменчивости испарения с акватории Каспия по спутниковым данным // *Гидрометеорология и экология*. 2025. №80. С. 510—529. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-510-529. (In Russ.).
21. Смирнов Н. П., Малинин В. Н. Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. Л.: изд. СПбУ.1988. 200 с.
22. Георгиевский В. Ю., Цыценко К. В., Шалыгин А. Л. Оценка притока поверхностных вод в Каспийское море. В кн.: *Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна*. СПб., 2003. Гидрометеоиздат, С. 217—229.
23. Малинин В. Н. Грозит ли Каспию судьба Арала? // *Гидрометеорология и экология*. 2022. № 69, С. 746—760, doi: 10.33933/2713-3001-2022-69-746-760.
24. Molavi-Arabshahi M., Arpe K., & Leroy S. A. G. Precipitation and temperature of the southwest Caspian Sea region during the last 55 years: Their trends and teleconnections with large-scale atmospheric phenomena // *International Journal of Climatology*. 2016. 36(5), 2156—2172. <https://doi.org/10.1002/joc.4483>.
25. Торопов П. А., Шестакова А. А., Кислов А. В., Рухоллах О. Сильные осадки на иранском побережье Каспийского моря // *Океанологические исследования*. 2019, Том 47. № 5. С. 116—129. DOI: 10.29006/1564—2291.JOR—2019.47(5).9.

References

1. Malinin V. N. *Problema prognoza urovnya Kaspiiskogo morya = The problem of predicting the Caspian Sea level*. St. Petersburg: RSHI Publ., 1994: 160 p. (In Russ.).
2. *Vodnyi balans i kolebaniya urovnya Kaspiiskogo morya. Modelirovanie i prognoz = Water balance and level fluctuations of the Caspian Sea. Modeling and predicting*. Moscow: Triada Ltd, 2016: 378 p. (In Russ.).
3. Smirnova K. I., Lunyakova L. G. Long-term characteristics of the components of the water balance of the Caspian Sea. *Trudy Gidromettsentra SSSR = Proceedings of the Hydrometeorological Center of the USSR*. 1984; (263):(113—122). (In Russ.).
4. Nikonova R. E., Bortnik V. N. Characteristics of interannual and seasonal variability of water balance components and the level of the Caspian Sea during the period of its modern rise. *Vodnyye resursy = Water resources*. 1994; 21(4): (410—14). (In Russ.).
5. Kostianoy A. G., Malinin V. N., Frolov A. V. Main causes of changes in the Caspian Sea level. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya = Fundamental and Applied Climatology*. 2025; 11(3):(5—40). doi:10.21513/2410-8758-2025-3-5-40. (In Russ.).
6. Terziev F. S., Nikonova R. E. Some results of the study of the current state of the hydrometeorological regime of the Caspian Sea and prospects for further research. *Gidrometeorologicheskiye aspekty problemy Kaspiyskogo morya i yego basseyna = Hydrometeorological aspects of the problem of the Caspian Sea and its basin* St. Petersburg, Gidrometeoizdat. 2003; (239—253). (In Russ.).
7. Malinin V. N., Gordeeva S. M. Variability of evaporation and precipitation over the ocean based on satellite data. *Issledovaniye Zemli iz kosmosa. = Earth Research from Space*. 2016; (4):(23—34). DOI: 10.7868/S0205961416040047. (In Russ.).
8. Malinin V. N., Gordeeva S. M. The influence of moisture exchange in the North Atlantic on the humidification of the European part of Russia and the annual runoff of the Volga. *Vodnyye resursy = Water resources*. 2019; 46(3):(466—479). (In Russ.).
9. Malinin V. N., Rashad S. T. Variability of evaporation and precipitation fields in the Caspian Sea. *Voprosy promyslovoy okeanologii = Issues of Commercial Oceanology*. 2008; 5(1):(201—212).

10. Kanamitsu M. Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. *Weather and Forecasting*. 1989; 4(3):335—342. DOI: 10.1175/15200434(1989)004<0335:DOTNGD>2.0.CO;2. (In Russ.).
11. Chen J. L., Pekker T., Wilson C. R. et al. Longterm Caspian Sea level change. *Geophysical Research Letters*. 2017; (44): 6993—7001. doi: 10.1002/2017GL073958.
12. Hoseini S. M., Soltanpour M., Zolfaghari M. R. Projected changes in Caspian Sea level under CMIP6 climate change scenarios: probabilistic and deterministic approaches. *Climate Dynamics*. 2025; 63(1):(1—18). doi: 10.1007/s00382-024-07548-w.
13. Lahijani H., Leroy S. A. G., Arpe K., Cretaux J.-F. Caspian Sea level changes during instrumental period, its impact and forecast: A review. *Earth-Science Reviews*, 2023; (241): 104428, URL: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104428>.
14. Prange M., Wilke T., Wesselingh F. P. The other side of sea level change. *Communications Earth and Environment*. 2020; 1:(69) URL: <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00075-6>.
15. Samant R., Prange M. Climate-driven 21st century Caspian Sea level decline estimated from CMIP6 projections. *Communications Earth and Environment*. 2023; (4): 357. URL: <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01017-8>.
16. Hoseini S. M., Soltanpour M., Zolfaghari M. R. Climate change impacts on temperature and precipitation over the Caspian Sea. *International Journal of Water Resources Development*. 2024; (1—26). <https://doi.org/10.1080/07900627.2024.2313050>.
17. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020;(146): 1999—2049. DOI: 10.1002/qj.3803.
18. Электронный ресурс «Copernicus Climate Data Store.» [<https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview>] режим доступа — свободный. Дата обращения 22.02.2025.
19. Gelaro R., McCarty W., Suárez M. J. et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *J. Clim.* 2017; 30(13): 5419—5454. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.
20. Malinin V. N., Kudel M. D. To estimate the interannual variability of evaporation from the Caspian Sea using satellite data. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(510—529). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-510-529. (In Russ.).
21. Smirnov N. P., Malinin V. N. *Vodnyy balans atmosfery kak gidrologicheskaya zadacha = Atmospheric water balance as a hydrological problem*. L.: Leningrad University Publishing House 1988: 200 p.
22. Georgievskiy V. Yu., Tsytsenko K. V., Shalygin A. L. Assessment of surface water inflow into the Caspian Sea. In: *Gidrometeorologicheskiye aspekty problemy Kaspiyskogo morya i yego basseyna = Hydrometeorological aspects of the problem of the Caspian Sea and its basin*. St. Petersburg. Gidrometeoizdat: 2003; (217—229).
23. Malinin V. N. Does the fate of the Aral Sea threaten the Caspian? *Gidrometeorologiya I Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2022;(69): (746—760). doi: 10.33933/2713-3001-2022-69-746-760. (In Russ.).
24. Molavi-Arabshahi M., Arpe K., & Leroy S. A. G. Precipitation and temperature of the southwest Caspian Sea region during the last 55 years: Their trends and teleconnections with large-scale atmospheric phenomena. *International Journal of Climatology*. 2016; 36(5): 2156—2172. <https://doi.org/10.1002/joc.4483>.
25. Toropov P. A., Shestakova A. A., Kislov A. V., Ruhollah O. Heavy precipitation on the Iranian coast of the Caspian Sea. *Okeanologicheskiye issledovaniya = Oceanological research*. 2019; 47(5): 116—129. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(5).9. (In Russ.).

Сведения об авторах

Малинин Валерий Николаевич, доктор географических наук, профессор, профессор кафедры прикладной океанографии и комплексного управления прибрежными зонами, Институт гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, malinin@rshu.ru.

Кудель Мария Дмитриевна, студентка, Институт гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, belca2004@mail.ru.

Informations about authors

Malinin Valery N., Doctor of Geological Sciences, Professor, Professor of the Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Institute of Hydrology and Oceanology, Russian State Hydrometeorological University, malinin@rshu.ru.

Kudel Maria Dmitrievna, student of the Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Institute of Hydrology and Oceanology, Russian State Hydrometeorological University, belca2004@mail.ru.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 27.01.2026

Принята в печать 27.02.2026

The article was received on 27.01.2026

The article was accepted on 27.02.2026

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 90—102.
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):90—102.

ГИДРОЛОГИЯ

Научная статья
УДК 556.555.5.06(470.21)
doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-90-102

Прогноз сроков появления льда и установления ледостава на озерах Кольского полуострова

Сергей Андреевич Канашин, Любовь Святославовна Банщикова

ФБГУ «Государственный гидрологический институт», г. Санкт-Петербург, Российская Федерация, skanashin@yandex.ru

Аннотация. В работе приведены результаты разработки методик машинного и глубокого обучения для совершенствования прогнозирования, сроков появления первичных устойчивых ледовых явлений и дат установления ледостава на озерах и водохранилищах Кольского полуострова. Выполнен пространственно-временной анализ сроков появления первичных ледовых явлений и дат установления ледостава, анализ многолетней изменчивости сумм отрицательной температуры воздуха на исследуемой территории. Для большинства водоемов наилучшие результаты показал метод, основанный на деревьях решений XGBoost. Более 85 % прогнозных значений попадают в интервал погрешности ± 3 суток.

Ключевые слова: ледовый режим, озера, Кольский полуостров, прогноз ледовых явлений, машинное обучение, глубокое обучение.

Для цитирования: Канашин С. А., Банщикова Л. С. Прогноз сроков появления льда и установления ледостава на озерах Кольского полуострова // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 90—102. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-90-102.

HYDROLOGY

Original article

Ice formation and freeze-up forecast for lakes on the Kola Peninsula

Sergey A. Kanashin, Lubov S. Banshchikova

Federal state budgetary institution «State Hydrological Institute»

Summary. This study assesses recent changes in autumn ice formation on lakes and reservoirs of the Kola Peninsula and develops data-driven methods to forecast the onset of initial persistent ice phenomena and freeze-up dates. A database was compiled for 11 hydrological lake/reservoir posts paired with 11 meteorological stations for 1956–2020, using the seasonal window from 1 October to 31 January. The analysis shows that decreasing sums of negative air temperatures and increasing precipitation alter ice formation

© Канашин С. А., Банщикова Л. С., 2026

conditions and tend to lengthen the transition period from first ice to stable ice cover. For most water bodies, freeze-up has shifted later since the mid-1980s by about one week, while trends in first-ice dates are less uniform. Multiple approaches were compared: XGBoost and CatBoost gradient boosting, as well as BiLSTM, GRU, CNN+LSTM, and a Transformer encoder. Model skill was evaluated by the share of forecasts falling within practical tolerance intervals ($\pm 3/\pm 5/\pm 10/\pm 15$ days) and by error metrics (S, MAE), consistent with operational hydrological verification criteria and a 4-day forecast lead time. Tree-based methods provided the most robust results, with XGBoost generally outperforming alternatives for both targets and achieving operationally acceptable accuracy: at least 85% of predictions within ± 3 days for primary ice events on most sites, and high hit rates within ± 4 days. Overall, the results confirm the dominant role of air temperature (0°C transition and accumulation of negative values) and demonstrate that gradient-boosted decision trees are a practical basis for improving operational forecasts of lake ice onset and freeze-up in a warming climate.

Keywords: ice regime, lakes, Kola Peninsula, ice forecasting, machine learning, deep learning.

For citation: Kanashin S. A., Bانشchikova L. S. Ice formation and freeze-up forecast for lakes on the Kola Peninsula *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(90—102). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-90-102. (In Russ.).

Введение

Озера Кольского полуострова являются частью его водной системы, режим которых влияет и на режим рек, в том числе ледовый. Средняя озерность с учетом площади озер-водохранилищ составляет 8,1 %. Большая часть полуострова покрыта разноплощадными озерами, неравномерно распределёнными по Кольскому полуострову.

Большинство озер рассматриваемого региона относятся к ледниково-тектоническим, особенность которых — вытянутость вдоль основных разломов земной коры. Такие озера располагаются цепочками и соединены между собой короткими порожистыми водотоками. Вторая группа озер ледникового происхождения: запрудные, образованные за счет преграждения мореной русел ледникового стока. С котловинами вытянутой формы небольшие мелководные озера частью заболочены. Котловины таких озер обычно имеют вытянутую форму и глубины до 4—6 м. Кроме того, многие озера связаны озерными системами или являются истоками рек.

Большинство водохранилищ исследуемого региона возникли в результате подпора уровня озер. К водохранилищам озерного типа относятся Имандровское, Верхнетуломское, Князегубское, Иовское. Доля водохранилищ, построенных при подпоре плотиной речных русел и затоплении речных долин, мала. К водохранилищам руслового типа можно отнести Верхнетериберское, Нижнетериберское, Нижнетуломское, Серебрянское.

Указанные выше особенности влияют на характер формирования ледовых явлений: наличие или отсутствие ледохода, наличие шуги, формирование ледостава. Сроки их возникновения, продолжительность и интенсивность — одни из главных параметров, определяющих эксплуатацию сооружений и предприятий, в рабочий цикл которых включены озерные воды.

Появление льда на озерах определяется сочетанием физико-географических факторов, среди которых ведущими являются широтное положение, глубина озер, которая влияет на скорость охлаждения водной толщи.

Наиболее крупные озера и водохранилища расположены в центральной и западной частях Кольского полуострова. Главным фактором, влияющим на сроки появления льда и установления ледостава на водоемах, является температура воздуха. В зависимости от хода температур воздуха ледовые явления могут несколько раз появляться перед установлением ледостава. В годы с сильным похолоданием и в штилевую погоду происходит переохлаждение поверхностного слоя воды, за счет чего ледостав на водоемах может образовываться сразу без появления первичных ледовых явлений.

Анализ изменения гидрологического режима и влияющих на него характеристик в условиях современного изменения климата рассмотрен в [1—7]. В работе [8] отмечено, что изменения, происходящие в температурном режиме атмосферы, отразились на характеристиках температурного и ледового режима озер. На всех озерах региона отмечается увеличение безледоставного периода. Выявленные изменения характеристик ледового режима, включая сроки появления ледовых явлений и установления ледостава, имеют значимый тренд за многолетний период [4].

Существующие методики прогноза характеристик ледового режима, используемые в настоящее время [9, 10], разработаны в середине прошлого века и требуют уточнений, которые позволят учесть современные климатические изменения.

В последние годы все чаще data-driven-подход (ориентированный на данные) применяется в прогнозировании гидрологических процессов: сначала традиционные методы машинного обучения (ML) — логистические модели, дискриминантный анализ, а затем — искусственные нейронные сети и нечеткие системы. К преимуществам нейросетевых подходов относится автоматическое извлечение многоуровневых представлений и обнаружение сложных скрытых зависимостей при учёте большого числа предикторов — от климатических до морфологических и антропогенных. До 2020 г. в отечественной и зарубежной литературе применение методов машинного обучения для прогнозирования ледовых явлений встречалось редко и, как правило, было связано с прогнозом стоковых характеристик. Уже сейчас можно отметить их высокую эффективность и потенциал для развития прогнозных методов, в том числе и ледового режима [11, 12].

Целью данного исследования является анализ условий формирования ледового режима озер Кольского полуострова и применение методов машинного обучения для разработки зависимостей, необходимых для прогнозов сроков появления первичных устойчивых ледовых явлений и дат установления ледостава.

Материалы и методы

Объектом исследования являются водоемы Кольского полуострова. В ходе выполненной работы была сформирована база данных по 11 озерным постам (7 озер и 4 водохранилища) и 11 метеорологическим станциям (рис. 1). В прогнозную модель, построенную на среднесуточных наблюдениях, включены следующие предикторы: даты наступления ледовых явлений, их тип и условное обозначение (после систематизации и приведения к единой классификации), а также уровень воды. В качестве метеорологических параметров учтены накопленные суммы отрицательных температур воздуха и осадков. Массив данных охватывает



Рис. 1 Исследуемые гидрологические посты и метеорологические станции.

Fig. 1. The studied hydrological posts and meteorological stations.

период с 1956 г. по 2020 г. и включает наблюдения за интервал с 1 октября по 31 января каждого гидрологического года. Выбор сезонного окна обусловлен наиболее ранним переходом температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и максимально поздними сроками формирования ледостава [13].

Для построения и обучения моделей использовались библиотеки TensorFlow, Keras, Scikit-learn, XGBoost, CatBoost, TCN языка программирования Python 3. Для разработки и реализации нейросетевых моделей использовалась среда разработки Jupyter Notebook.

Исходные данные для обучения модели были сформированы с учётом доступной гидрологической и метеорологической информации за 14 суток, предшествующих дате наступления ледового явления. В качестве предикторов использованы: накопленная сумма отрицательных температур воздуха, накопленная сумма осадков, уровень воды, характеристика ледового режима, а также их статистические параметры: среднее, стандартное отклонение, минимум, максимум, размах (max—min) и тренд изменения показателя. Таким образом, для прогноза сроков осенних ледовых явлений задействовано 102 предиктора. Целевые переменные включали класс прогнозируемого явления и дату появления соответствующего класса. Для оценки обучающей способности модели выборка была разделена на обучающую (до 2010 г. включительно) и тестовую (с 2010 г.). Заблаговременность прогноза дат первичных ледовых явлений и установления ледостава, достигнутая регрессионными моделями, ограничена заблаговременностью прогноза метеорологических

параметров и составляет 4 суток. В контексте долгосрочных оценок разработанные модели имеют рекомендательный статус, поскольку опираются на данные за 14 дней, предшествующих событию; точность таких прогнозов определяется точностью долговременных метеорологических и гидрологических прогнозов.

В первую очередь была использована модель градиентного бустинга на деревьях решений — XGBoost Regressor, предложенная Т. Ченом и К. Гестрином [14]. Так как прогностическая модель создавалась для всех исследуемых постов Кольского полуострова, то одним из признаков модели является код поста. Следующим исследуемым методом стала модель CatBoost Regressor — градиентный бустинг на симметричных деревьях, разработанный компанией Яндекс [15]. Обучение проводилось на тех же исходных данных и с такими же параметрами, как и в случае с XGBoost. Единственным отличием в подходах стал ввод ранней остановки обучения (early stopping) при увеличении средней ошибки в процессе обучения. XGBoost и CatBoost — методы градиентного бустинга, которые строят ансамбль последовательно, каждое новое дерево корректирует ошибки предыдущих, что повышает точность. В контексте ледовых явлений эти модели привлекательны тем, что хорошо работают даже при относительно небольших и неполных данных, автоматически учитывая неявные взаимодействия между переменными и не требуя ручного подбора сложных функций.

В ходе обучения модели использовалось 100 базовых моделей (деревьев решений) глубиной до 4. Скорость обучения задана равной 0.1, что является базовым значением для большинства задач и рекомендовано в классической литературе [16].

Дальнейшим шагом в исследовании был переход от методов машинного обучения к глубокому обучению. Первой была реализована нейросетевая архитектура Bidirectional LSTM (BiLSTM). Такая архитектура позволяет учитывать как прямую, так и обратную временную зависимость во входной последовательности, что критически важно для задач, связанных с прогнозом переходов состояний на основе временных рядов [17]. Модель на основе GRU (Gated Recurrent Unit) реализована как последовательная архитектура, предназначенная для моделирования временной зависимости во входных признаках. В отличие от LSTM GRU использует упрощённую структуру, объединяя механизмы «запоминания» и «забывания» в едином блоке, что снижает вычислительную нагрузку без значительной потери точности.

Комбинированная нейросетевая архитектура, сочетающая сверточные слои (CNN) и рекуррентные слои с долгой краткосрочной памятью (LSTM), позволяет одновременно извлекать локальные зависимости между признаками и учитывать их временную динамику, что особенно актуально для задач прогнозирования природных процессов, включая дату наступления ледовых явлений. Следующая модель построена на основе механизма самовнимания (Self-Attention), реализованного через Transformer Encoder. Она позволяет извлекать глобальные зависимости между входными признаками независимо от их порядка, что особенно полезно при анализе сложных структур данных. Помимо идентичных с предыдущими нейронными сетями параметров обучения и компиляции, в архитектуре присутствуют мощные компоненты, значительно отличающие архитектуру Transformer от других нейросетевых моделей. Механизм внимания (attention) позволяет

каждому элементу последовательности «взвешенно» обращаться к другим элементам, определяя, какие из них наиболее важны для текущего предсказания.

Во всех моделях «глубокого» обучения использовалась единая конфигурация: 64 нейрона на профильном слое, 32 нейрона на слое с нелинейным преобразованием, в качестве функции активации применялась ReLU, для повышения эффективности работы оптимизация осуществлялась методом Adam.

Надёжность прогнозирования оценивалась через «долю попаданий в допуск» на наборах интервалов $\pm 3/\pm 5/\pm 10/\pm 15$ суток от наблюдаемой даты, что отражает практическую оправдываемость прогнозов для гидрологических задач. Точность дополнительно характеризовалась средней квадратической погрешностью поверочных прогнозов (S). Метод допускается к применению, если не менее 85 % проверочных прогнозов имеют ошибку, не превышающую заданный допуск, определяемый средней заблаговременностью прогноза (четверо суток для осенних ледовых явлений). Стоит отметить, что для оценки качества методик будет использоваться ненормированная S на число постоянных в прогностическом уравнении, так как построенные архитектуры имеют достаточно большое количество параметров.

Обсуждение и результаты

Основным предиктором для прогноза сроков появления первичных ледовых явлений и установления ледостава является накопленная сумма отрицательных температур воздуха. В условиях современного изменения климата уменьшение сумм отрицательных температур воздуха (рис. 2) приводит к увеличению периода

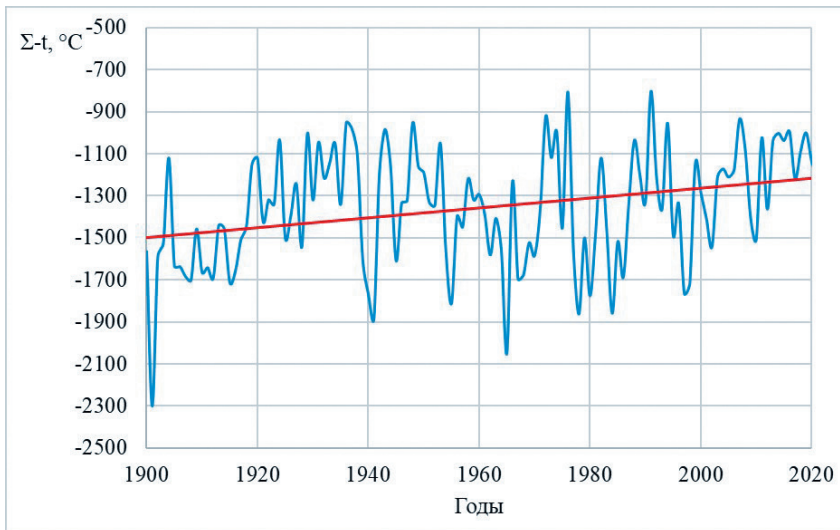


Рис. 2 Среднегодовое суммы отрицательных температур воздуха Кольского полуострова.

Fig. 2 Average long-term sums of negative air temperatures on the Kola Peninsula.

замерзания озер — от появления первичных ледовых явлений (ПЛЯ) до установления ледостава. Существенное влияние на формирование ледовых явлений оказывают атмосферные осадки. Увеличение их количества в период становления ледостава способствует образованию снежуры и шуги, что изменяет тип и сроки формирования ледового покрова.

Процесс замерзания водоемов, как правило, начинается с образования первичных ледовых явлений — заберегов, сала, шуги. Появление льда на водоемах Кольского полуострова происходит в середине октября — первой декаде ноября. Однонаправленных трендов на более позднее появления льда на озерах и водохранилищах выявлено не было. В среднем наблюдается смещение сроков появления ПЛЯ на 7 дней позднее нормы, но для Пермусозера и Пулозера выявлено раннее появление сроков льда в условиях изменения климата (рис. 3).

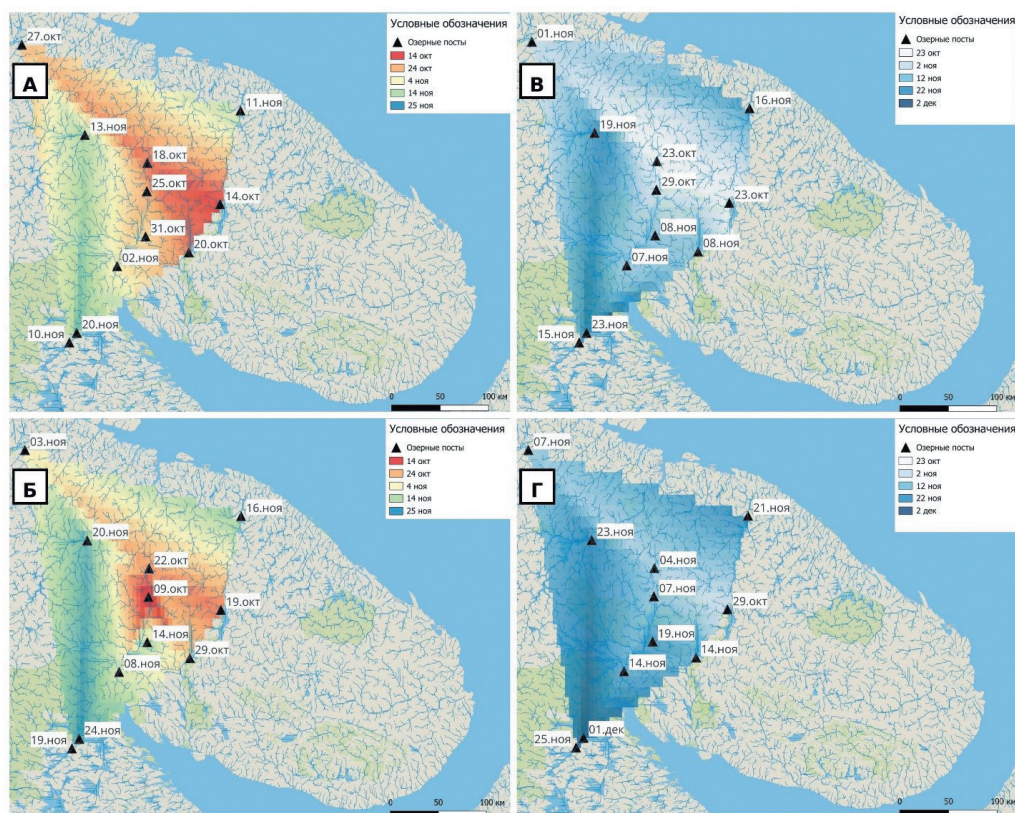


Рис. 3 Изменения сроков появления первичных ледовых явлений (а, б) и дат установления ледостава (в, г) на озерах Кольского полуострова за период до (а, в) и после (б, г) 1984—1985 годов.

Fig. 3 Changes in the timing of the manifestation of primary ice phenomena (a, b) and the date of freeze-up (v, g) on the lakes of the Kola Peninsula for the period before (a, b) and after (v, g) 1984—1985.

Период замерзания для озер и водохранилищ непродолжительный. Ледостав устанавливается, как правило, в течение нескольких дней после появления первичных ледовых явлений. Для всех исследуемых водоемов наблюдается смещение сроков установления ледостава на более поздние даты, в среднем на 7 дней. Смещение сроков однонаправленно и равномерно распределено по всему исследуемому району (рис. 3).

По результатам выполненного исследования пригодными для выпуска прогноза можно считать методики, основанные на деревьях решений (табл. 1). Так, для всех фаз ледового режима модели XGBoost, CatBoost и Transformer более 95 % прогнозных значений находятся в интервале в четверо суток от исторических значений.

Таблица 1

Сравнение методов машинного обучения и нейросетевых моделей для прогноза сроков появления льда и установления ледостава озер Кольского полуострова

A comparison of machine learning methods and neural network models for predicting the timing of ice formation and the establishment of ice cover on lakes of the Kola Peninsula

Метрика	Первичные ледовые явления					
	XGBoost	CatBoost	BiLSTM	GRU	CNN+LSTM	Transformer
<i>S</i> , сутки	2,3	2,5	5,5	5,3	3,7	2,9
MAE, сутки	1,7	1,9	4,1	4,0	2,9	2,3
±2 дня, %	76,3	69,9	46,2	38,7	55,9	64,5
±3 дня, %	85,0	85,0	60,2	49,5	68,8	85,0
±4 дня, %	94,6	92,5	71,0	61,3	72,0	93,6
3—6 дня, %	15,1	14,0	16,1	31,2	20,4	12,9
6—10 дня, %	0,0	1,1	16,1	16,1	10,8	1,1
10—15 дня, %	0,0	0,0	6,5	2,2	0,0	1,1
15—30 дня, %	0,0	0,0	1,1	1,1	0,0	0,0
	<i>Установившийся ледостав</i>					
<i>S</i> , сутки	3,9	4,4	8,2	8,7	6,1	4,7
MAE, сутки	2,6	3,1	6,0	6,1	4,3	3,1
±2 дня, %	62,0	52,2	29,2	37,2	46,0	56,6
±3 дня, %	80,5	76,1	38,1	45,1	59,3	71,7
±4 дня, %	86,7	85,8	53,1	51,3	67,3	81,4
3—6 дня, %	13,3	15,0	29,2	22,1	17,7	18,6
6—10 дня, %	3,5	4,4	15,9	15,9	15,0	6,2
10—15 дня, %	0,9	2,7	10,6	5,3	4,4	1,8
15—30 дня, %	1,8	1,8	6,2	11,5	3,5	1,8

По качеству методики прогноза модели, построенные с помощью методов машинного обучения, можно отнести к хорошим для прогноза сроков появления ПЛЯ и удовлетворительными для прогноза дат установления ледостава. Качество нейросетевых моделей BiLSTM, GRU, CNN+LSTM для прогноза дат появления первичных ледовых явлений можно считать неудовлетворительным, поэтому их нельзя рекомендовать для прогноза сроков появления осенних ледовых явлений.

В табл. 2 приведены оценки работы модели для исследуемых озер, для которых есть ряды наблюдений в тестовом периоде.

Таблица 2

Сравнение методов машинного обучения для прогноза сроков появления льда и установления ледостава озер Кольского полуострова

A comparison of machine learning methods for predicting the timing of ice formation and the establishment of ice cover on lakes of the Kola Peninsula

Озеро — пост	Первичные ледовые явления		Ледостав	
	S , сутки	%×4 дня	S , сутки	%×4 дня
<i>XGBoost</i>				
Имандра — пгт. Зашеек	1,5	100	2,3	91
Имандра — ст. Хибины	1,7	100	2,4	100
Иовское — пос. Зареченск	3,1	73	6,6	73
Князегубское — с. Ковдозеро	3,2	80	6,9	73
Куэтс-ярви — пгт. Никель	2,3	100	2,3	100
Ловозеро — с. Ловозеро	1,9	91	2,4	91
Пермус-озеро — г. Оленегорск			2,7	88
Пулозеро — ст. Пулозеро	2,2	100	2,6	91
Серебрянское — пос. Серебрянский	1,7	100	2,5	91
Умб-озеро — исток р. Умбы	1,9	100	3,0	91
В. Туломское — с. Ниванкюль			4,2	63
<i>CatBoost</i>				
Имандра — пгт. Зашеек	2,2	100	3,0	91
Имандра — ст. Хибины	2,1	100	2,5	100
Иовское — пос. Зареченск	3,5	73	7,1	73
Князегубское — с. Ковдозеро	3,7	80	8,0	55
Куэтс-ярви — пгт. Никель	1,6	100	2,3	100
Ловозеро — с. Ловозеро	2,0	91	2,5	91
Пермус-озеро — г. Оленегорск			2,2	88
Пулозеро — ст. Пулозеро	2,0	100	2,8	100
Серебрянское — пос. Серебрянский	2,1	100	2,7	91
Умб-озеро — исток р. Умбы	2,3	91	4,6	91
В. Туломское — с. Ниванкюль			4,5	63
<i>Transformer</i>				
Имандра — пгт. Зашеек	2,4	100	3,1	91
Имандра — ст. Хибины	2,6	100	3,8	82
Иовское — пос. Зареченск	3,8	73	8,7	55
Князегубское — с. Ковдозеро	4,8	70	9,4	45
Куэтс-ярви — пгт. Никель	1,6	100	2,9	89
Ловозеро — с. Ловозеро	2,5	100	2,2	91
Пермус-озеро — г. Оленегорск			2,6	88
Пулозеро — ст. Пулозеро	2,5	100	2,2	100
Серебрянское — пос. Серебрянский	1,9	100	2,0	100

Окончание табл. 2

Озеро — пост	Первичные ледовые явления		Ледостав	
	S , сутки	%×4 дня	S , сутки	%×4 дня
Умб-озеро — исток р. Умбы	2,1	100	3,4	73
В. Туломское — с. Ниванкюль			2,8	88

Для прогноза сроков появления ПЛЯ модель XGBoost показала наилучшие результаты. Для всех озер по качеству можно отнести к хорошей, за исключением водохранилищ Иовское и Князегубское. Качество модели для этих водоемов удовлетворительное, хотя и близко к граничному (СКО прогноза составила 3,1 и 3,2, соответственно), но лишь 73 % и 80 % прогнозных значений из тестового набора соответствуют интервалу погрешности — 4 дня, соответственно. Для прогноза сроков установления ледостава модель, основанную на алгоритме XGBoost, можно рекомендовать для всех водоемов, кроме водохранилищ Иовское, Князегубское и Верхнетуломское. Сравнение лучшего и худшего прогнозов с использованием модели XGBoost представлены на рисунке 4. Модели CatBoost и Transformer показали схожие результаты и также имеют трудности для прогноза сроков осенних ледовых явлений по вышеуказанным водохранилищам.

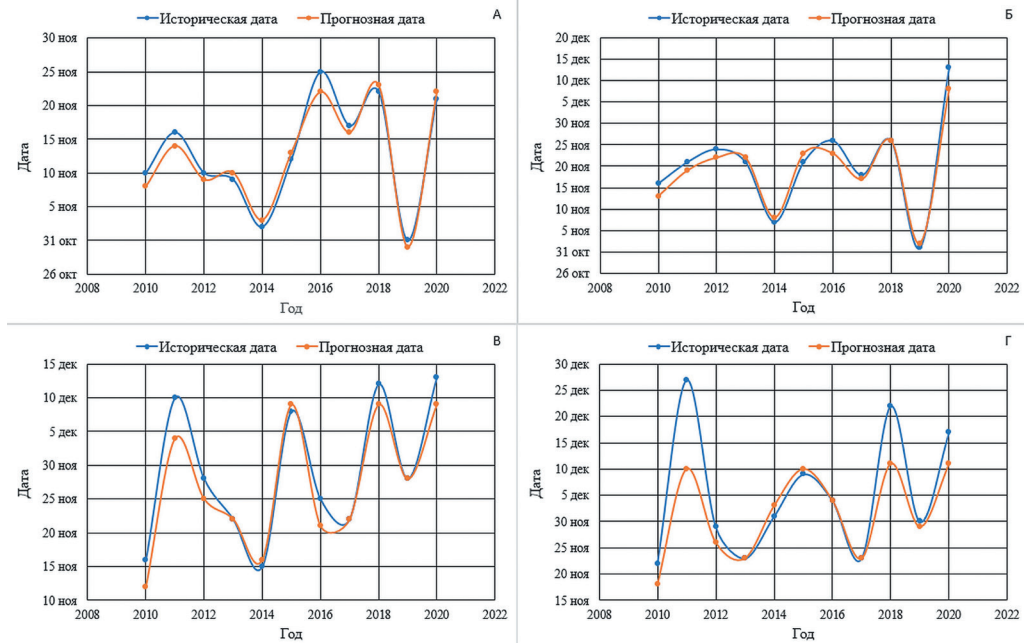


Рис. 4. Прогноз сроков появления льда (а, в) и дат установления ледостава (б, г) на оз. Имандра — пгт Зашеек (а, б) и Иовском водохранилище (в, г).

Fig. 4. Forecast of ice appearance dates (a, v) and freeze-up dates (b, z) on Lake Imandra — Zasheek settlement (a, b) and Iovskoye Reservoir (v, z).

Заключение

Для большинства исследуемых водоемов наблюдается смещение сроков появления первичных ледовых явлений и дат установления ледостава на одну декаду позднее в период с 1985 г. по 2020 г. Более позднее замерзание имеет равномерное распределение по территории Кольского полуострова. В отличие от рек озера и водохранилища более инертны и устойчивы к влиянию теплых течений, омывающих Кольский полуостров. Основным фактором, влияющим на сроки появления ПЛЯ, является температура воздуха, дата перехода ее через 0 °С и скорость накопления отрицательных значений.

Применение методов, основанных на методах машинного и глубокого обучения, дает возможность построения уникальных прогностических зависимостей, используя большой объем предикторов из гидрологической и метеорологической информации.

Наилучший результат получен с помощью прогностической модели, основанной на деревьях решений XGBoost. Для большинства исследуемых водоемов значительная доля прогнозов (до 80—90 %) укладывается в интервал погрешности ± 3 —4 суток.

Список литературы

1. Агафонова С. А., Василенко А. Н., Мироненко А. А., Фролова Н. Л. Ледовый режим и его опасные проявления на реках Арктической зоны России // Ледовые и термические процессы на водных объектах России. Тр. V Всеросс. конф. М.: Изд-во РГАУ — МСХА им. К. А. Тимирязева, 2016. С. 15—21.
2. Алексеевский Н. И., Магрицкий Д. В., Михайлов В. Н. Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек Российской Арктики // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2015. № 1. С. 14—31. DOI: 10.35567/1999-4508-2015-1-2.
3. Баклагин В. Н. Зависимости характерных дат ледового режима Белого моря от температурного фона над его акваторией // Успехи современного естествознания. 2020. №. 7—0. С. 55—60. DOI: 10.17513/use.37432.
4. Банщикова Л. С., Сумачев А. Э. Вариация температуры воздуха холодного периода на Кольском полуострове как фактор изменения ледового режима // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. №. 3. С. 397—405. DOI: 10.25283/2223-4594-2021-3-397-405.
5. Ефремова Т. В., Пальшин Н. И. Особенности ледового покрова на водоемах Северо-Запада России. Метеорология и гидрология. 2011. № 8. С. 89—98. DOI: 10.3103/S1068373911080085.
6. Давыденко Е. В., Гайдукова Е. В., Дрегваль М. С. Особенности уровня режима озер Кольского полуострова // Гидрометеорология и экология. 2020. №. 61. С. 437—445. DOI: 10.33933/2074-2762-2020-61-437-445.
7. Смирнова Д. А., Шишов А. А., Василенко А. Н. и др. Основные черты зимнего гидрологического режима приливных устьев рек Терского берега Белого моря на примере рек Умба и Кузрека // IX Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование» MARESEDU—2020. 2020.
8. Филатов Н. Н., Назарова Л. Е., Георгиев А. П. и др. Изменения и изменчивость климата европейского Севера России и их влияние на водные объекты // Арктика: экология и экономика. 2012. Т. 2. №. 6. С. 80—93.
9. Методика долгосрочного прогноза дат замерзания рек и озер Мурманской области // Мурманское управление гидрометеорологической службы. Мурманск, 1972. 89 с.
10. Руководство по гидрологическим прогнозам. Выпуск 3. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. Москва: Росгидромет, 1989—168 с.

11. Сумачев А. Э., Банщикова Л. С., Грига С. А. Применение методов обучения искусственных нейронных сетей при прогнозировании высших уровней воды на примере рек Двинско-Печорского бассейнового округа // *Метеорология и гидрология*. 2024. №. 4. С. 104—115. DOI: 10.52002/0130-2906-2024-4-104-115.
12. Adli Zakaria M.N, Ahmed A.N, Abdul Malek M. et al. Exploring machine learning algorithms for accurate water level forecasting in Muda River, Malaysia. *Heliyon*. URL: [https://www.cell.com/heliyon/fulltext/S2405-8440\(23\)04897-1?_returnURL=https%3A%2F%2Flinkinghub.elsevier.com%2Fretrieve%2Fpii%2FS2405844023048971%3Fshowall%3Dtrue](https://www.cell.com/heliyon/fulltext/S2405-8440(23)04897-1?_returnURL=https%3A%2F%2Flinkinghub.elsevier.com%2Fretrieve%2Fpii%2FS2405844023048971%3Fshowall%3Dtrue). DOI: 10.1016/j.heliyon. 2023.e17689.
13. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2025622437 «Многолетние гидрометеорологические характеристики ледового режима рек и озер Кольского полуострова». Правообладатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение «Государственный гидрологический институт». Авторы: Канашиным С. А., Банщикова С. Л. заявил 19.05.2025, опубликовано 03.06.2025.
14. Chen T., Guestrin C. XGBoost: A Scalable Tree Boosting System // *Proceedings of the 22nd ACM SIGKDD International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining*. 2016. P. 785—794. DOI: 10.1145/2939672.2939785.
15. Prokhorenkova L., Gusev G., Vorobev A., et al. CatBoost: unbiased boosting with categorical features / *Advances in Neural Information Processing Systems*. 2018. Vol. 31. DOI: 10.1145/2939672.2939785.
16. Friedman J., Hastie T., Tibshirani R. *The Elements of Statistical Learning: Data Mining, Inference, and Prediction*. 2nd ed. Springer, 2009. 745 p. DOI: 10.1007/978-0-387-84858-7.
17. Graves A., Schmidhuber J. Framewise phoneme classification with bidirectional LSTM and other neural network architectures // *Neural Networks*. 2005. Vol. 18. P. 602—610. DOI: 10.1016/j.neunet.2005.06.042.

References

1. Agafonova S. A. Vasilenko A. N., Mironenko A. A., Frolova N. L. Ice regime and its dangerous manifestations on the rivers of the Arctic zone of Russia. *Ledovyye i termicheskiye protsessy na vodnykh obyektakh Rossii*. Tr. V Vseross. Konf. Ice and thermal processes on water bodies of Russia. Proceedings of the V All-Russian Conf. Moscow: Publishing house of the Russian State Agrarian University — Moscow Agricultural Academy named after K. A. Timiryazev. 2016. 15—21. (in Russ.).
2. Alekseevsky N. I., Magritsky D. V., Mikhailov V. N. Anthropogenic and natural changes in hydrological constraints for nature management in the river deltas of the Russian Arctic. *Vodnoye khozyaystvo Rossii: problemy. tekhnologii. Upravleniye = Water management in Russia: problems, technologies, management*. 2015; (1): (14—31). (in Russ.). DOI: 10.35567/1999-4508-2015-1-2.
3. Baklagin V. N. Dependence of characteristic dates of the White Sea ice regime on the temperature background above its water area. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya = Advances in modern natural science*. 2020; 7 (0): (55—60). (in Russ.). DOI: 10.17513/use.37432.
4. Banshchikova L. S., Sumachev A. E. Variation of air temperature during the cold period on the Kola Peninsula as a factor in changing the ice regime. *Arktika: ekologiya i ekonomika = Arctic: ecology and economics*. 2021; 11 (3): (397—405). (in Russ.). DOI: 10.25283/2223-4594-2021-3-397-405.
5. Efremova T. V., Palshin N. I. Features of ice cover on water bodies of Northwest Russia. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology*. 2011; 8: (89—98). (in Russ.). DOI: 10.3103/S1068373911080085.
6. Davydenko E. V., Gaidukova E. V., Dregval M. S. Features of the water level regime of the lakes of the Kola Peninsula. *Gidrometeorologiya i ekologiya = Hydrometeorology and Ecology*. 2020; 61: (437—445). (in Russ.). DOI: 10.33933/2074-2762-2020-61-437-445.
7. Smirnova D. A., Shishov A.A. Vasilenko A.N. et al. Main features of the winter hydrological regime of tidal estuaries of the rivers of the Tersky coast of the White Sea on the example of the Uмба and Kuzreka rivers. *IX Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya «Morskiye issledovaniya i obrazovaniye»*. IX International scientific and practical conference “Marine Research and Education” MARESEDU—2020. (in Russ.).
8. Filatov N. N., Nazarova L. E., Georgiev A. P. et al. Changes and variability of the climate of the European North of Russia and their impact on water bodies. *Arktika: ekologiya i ekonomika = Arctic: ecology and economics*. 2012; 2 (6): (80—93). (in Russ.).

9. *Metodika dolgosrochnogo prognoza dat zamerzaniya rek i ozer Murmanskoy oblasti*. Methodology for long-term forecasting of freezing dates of rivers and lakes in the Murmansk region. Murmansk Hydro-meteorological Service Administration. Murmansk. 1972: 89 p. (in Russ).
10. *Rukovodstvo po gidrologicheskim prognozam. Vypusk 3. Prognoz ledovykh yavleniy na rekakh i vodokhranilishchakh*. Guide to Hydrological Forecasts. Issue 3. Forecasting Ice Phenomena on Rivers and Reservoirs. Moscow: Roshydromet. 1989: 168 p. (in Russ).
11. Sumachev A. E., Banshchikova L. S., Grig S. A. Application of artificial neural network training methods in forecasting high water levels using the example of the rivers of the Dvina-Pechora basin district. *Meteorologiya i gidrologiya = Meteorology and Hydrology*. 2024; 4: (104—115) (in Russ). DOI: 10.52002/0130-2906-2024-4-104-115.
12. Adli Zakaria M. N, Ahmed A. N, Abdul Malek M. et al. Exploring machine learning algorithms for accurate water level forecasting in Muda River, Malaysia. *Heliyon*. URL: [https://www.cell.com/heliyon/fulltext/S2405-8440\(23\)04897-1?_returnURL=https%3A%2F%2Flinkinghub.elsevier.com%2Fretrieve%2Fpii%2FS2405844023048971%3Fshowall%3Dtrue](https://www.cell.com/heliyon/fulltext/S2405-8440(23)04897-1?_returnURL=https%3A%2F%2Flinkinghub.elsevier.com%2Fretrieve%2Fpii%2FS2405844023048971%3Fshowall%3Dtrue). DOI: 10.1016/j.heliyon. 2023.e17689.
13. Svidetel'stvo o gosudarstvennoj registracii bazy dannyh № 2025622437 «Mnogoletnie gidrometeorologicheskie harakteristiki ledovogo rezhima rek i ozer Kol'skogo poluostrova» Certificate of state registration of database No. 2025622437 «Long-term hydrometeorological characteristics of the ice regime of rivers and lakes of the Kola Peninsula». Copyright holder: Federal State Budgetary Institution «State Hydrological Institute». Authors: Kanashin S.A., Banshchikova L.S. declared 19.05.2025, published 03.06.2025. (in Russ).
14. Chen T., Guestrin C. XGBoost: A Scalable Tree Boosting System // Proceedings of the 22nd ACM SIG-KDD International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining. 2016; (785—794). DOI: 10.1145/2939672.2939785.
15. Prokhorenkova L., Gusev G., Vorobev A. et al. CatBoost: unbiased boosting with categorical features. *Advances in Neural Information Processing Systems*. 2018; (31).
16. Friedman J., Hastie T., Tibshirani R. *The Elements of Statistical Learning: Data Mining, Inference, and Prediction*. 2nd ed. Springer. 2009: 745 p. DOI: 10.1007/978-0-387-84858-7.
17. Graves A., Schmidhuber J. Framewise phoneme classification with bidirectional LSTM and other neural network architectures. *Neural Networks*. 2005; 18: (602—610). DOI: 10.1016/j.neunet.2005.06.042.

Информация об авторах

Канашин Сергей Андреевич, аспирант ФГБУ «ГГИ», skanashin@yandex.ru.

Банщикова Любовь Святославовна, кандидат географических наук, старший научный сотрудник. ФГБУ «ГГИ», заведующая отделом научно-технической информации, BanshchikovaLS@yandex.ru.

Information about authors

Kanashin Sergey Andreevich, Postgraduate student State Hydrological Institute.

Lubov Svyatoslavovna Banshchikova, Ph.D. in Geography, senior researcher State Hydrological Institute, head of the Department of Scientific and Technical Information.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 31.10.2025

Принята в печать после доработки 03.03.2026

The article was received on 31.10.2025

The article was accepted after revision on 03.03.2026

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 103—119.

Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):103—119.

Научная статья

УДК 556.167.048(282.247.415)

doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-103-119

Расчет минимального летне-осеннего стока рек бассейна Камы при отсутствии данных гидрометрических наблюдений в современных условиях

*Владимир Михайлович Сакович¹, Александр Владимирович Сикан¹,
Ангелина Андреевна Железная²*

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия, sakovich@rshu.ru

² Независимый исследователь

Аннотация. На примере рек бассейна р. Камы показана методика расчета минимального летне-осеннего стока при отсутствии данных гидрометрических наблюдений в условиях меняющегося климата и возрастающей антропогенной нагрузки на речные водосборы. В качестве базовой формулы использована формула А. М. Владимирова с новыми районными параметрами. Районирование территории выполнено с применением методов кластерного анализа. Показано, что использование данных за современный климатический период позволяет существенно повысить точность расчета.

Ключевые слова: Бассейн реки Камы, изменение климата, летне-осенняя межень, минимальные расходы воды.

Благодарности: Работа выполнена в рамках научно-исследовательской темы кафедры инженерной гидрологии РГТМУ «Совершенствование методов расчета основных режимных характеристик рек и водоемов с учетом изменений климата и возрастающей антропогенной нагрузки на водосборы водных объектов».

Для цитирования: Сакович В. М., Сикан А. В., Железная А. А. Расчет минимального летне-осеннего стока рек бассейна Камы при отсутствии данных гидрометеорологических наблюдений в современных условиях // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 103—119. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-103-119.

Original article

Calculation of the minimum summer-autumn river flow in the Kama basin in the absence of hydrometric observations in modern conditions

Vladimir M. Sakovich¹, Alexander V. Sikan¹, Angelina A. Zheleznaya²

¹ Russian State Hydrometeorological University

² Independent researcher

Summary. A method for estimating the minimum river flow in the absence of observation data is considered. The calculation method reflecting current climatic conditions and anthropogenic impact is shown

for the rivers of the Kama basin. Data on the minimum summer-autumn runoff of 120 rivers were used. Catchment areas vary from 10 to 20,000 km². Minimum 30-day water discharge with a probability of exceeding 80 % is the main dimension characteristic. It is shown that to calculate the flow of small rivers with a catchment area of less than 2500 km², it is possible to use regional dependencies of the minimum flow rate on the catchment area. New district boundaries and new values for the parameters of the calculation equations have been determined.

The cluster analysis method was used to divide the territory into zones. To identify homogeneous zones, the following features were used: geographic latitude and longitude of the catchment center; minimum 30-day water discharge in second per unit square with a probability of exceeding 80 %; average height of the river catchment. The cluster analysis method made it possible to obtain an optimal combination of the number of zones and the accuracy of the calculation equations. The number of districts has been reduced by half, from 11 to 5, compared to the previous method. For the rivers of the Kama basin as a whole, the average calculation error decreased from 38 % to 25 %. The new method does not have the systematic underestimation of calculated runoff values that the previous method had (–11 % on average).

In case of significant spatial heterogeneity of the conditions of runoff formation the calculation of the minimum runoff of medium-sized rivers should be done using the spatial interpolation method. For this purpose, the closest analogous rivers are used. The coefficients of transition from minimum runoff with probability of exceeding 80 % to a runoff with another probability of exceeding are determined within the boundaries of the new districts.

Keywords: The Kama River basin, climate change, summer-autumn runoff, minimum water discharge.

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of the research topic of the Department of Engineering Hydrology of the Russian State Hydrometeorological University: «Improving the methods for calculating the main regime characteristics of rivers and reservoirs, taking into account climate change and increasing anthropogenic load on the catchment areas of water bodies.»

For citation: Sakovich V., Sikan A., Zheleznaya A. Calculation of the minimum summer-autumn river flow in the Kama basin in the absence of hydrometric observations in modern conditions *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(103—119). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-103-119. (In Russ.).

Введение

Сток рек в маловодные периоды года является одной из основных расчетных гидрологических характеристик, необходимых в строительной, гидротехнической, водохозяйственной и водоохранной практике. В результате изменения климата минимальный сток рек России изменился. По данным ГГИ, на большей части страны наблюдается повышение минимального летне-осеннего стока. Наиболее значительные изменения отмечаются на равнинных реках юга ЕТР, где минимальный летне-осенний сток повысился на 50—100 % [1]. В этой ситуации требуется корректировка и совершенствование методов расчета минимального стока с учетом данных наблюдений за последний климатический период.

В соответствии с требованиями СП 529.1325800.2023 минимальные расходы воды на реках при отсутствии данных гидрометрических наблюдений определяются по методике А. М. Владимирова [2]. Для средних рек минимальные 30-суточные модули стока 80 %-ной обеспеченности ($q_{30,80\%}$) определяются по картам изолиний или методом пространственной интерполяции. Для малых рек минимальные 30-суточные расходы воды 80 %-ной обеспеченности ($Q_{30,80\%}$) рассчитываются по формулам в зависимости от площади водосбора или средней высоты водосбора. Для выполнения таких расчетов в СНиП 2.01.14–83 были представлены карты и таблицы параметров расчетных формул для всей территории России.

Однако в настоящее время эти таблицы и карты отменены как устаревшие и требуется их обновление с учетом данных наблюдений за последние годы.

Цель настоящего исследования: разработать методику расчета минимального летне-осеннего стока для рек бассейна Камы при отсутствии данных гидрометрических наблюдений с учетом произошедших климатических и антропогенных изменений.

Общая характеристика района исследований

Бассейн реки Камы включает: Пермский край; Республики Башкортостан, Удмуртию, Татарстан и Марий-Эл; западную часть Свердловской области, северо-западную территорию Челябинской области, восточную часть Кировской области, а также незначительные участки Республики Коми, Оренбургской и Нижегородской областей.

Камский бассейн расположен в пределах двух природных территорий: Русской равнины и Уральских гор [3]. Равнинная часть бассейна расположена в пределах лесной, лесостепной и частично степной физико-географических областей;

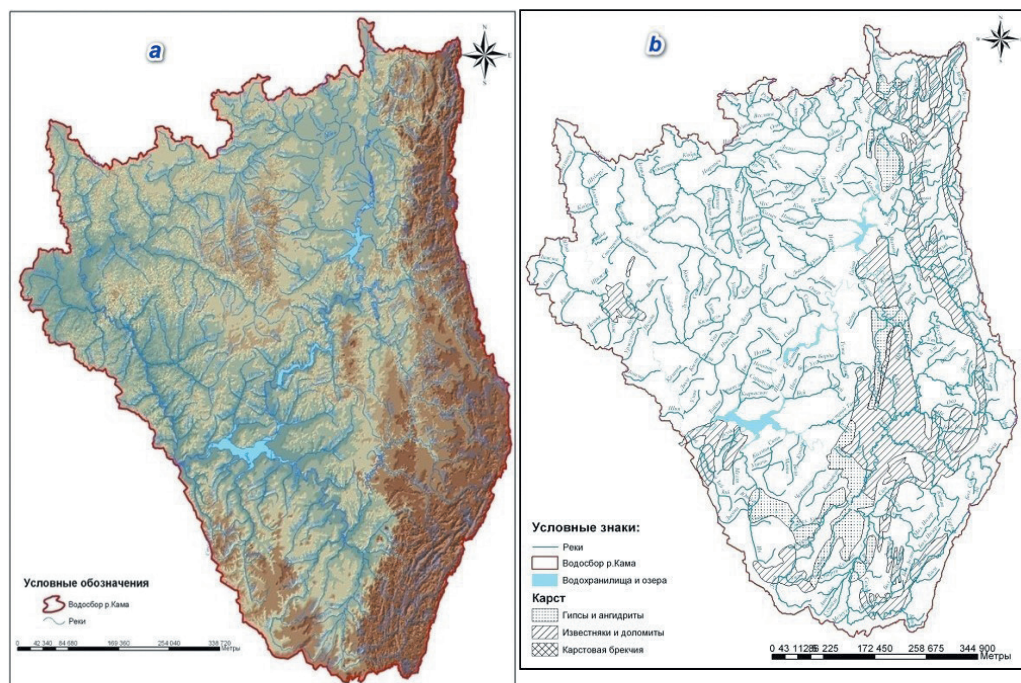


Рис.1. Карта рельефа бассейна реки Камы (а) и схема распространения карстующихся пород (b) (источник: SKIOVO Камского БВУ [3]).

Fig.1. Relief map of the Kama River basin (a) and the distribution scheme of karst rocks (b) (source: SKIOVO of the Kama River Basin [3]).

горная — в пределах западных склонов горных природных областей: Северо-Уральской, Средне-Уральской и Южно-Уральской (рис. 1 *a*). Уральские горы в пределах Камского бассейна характеризуются преимущественно небольшой высотой (400—600 м) и мягкими очертаниями. И только отдельные участки имеют высоту более 1000 м. Характерное явление для западного склона Урала — карст, развивающийся в осадочных породах (известняки, доломиты, гипсы) (рис. 1 *b*). Под влиянием карста сток многих малых рек снижается по отношению к зональному и может даже прекращаться в период межени. В то же время из-за несовпадения границ поверхностных и подземных водоразделов нередки случаи, когда сток превышает зональное значение [3, 4].

Район исследований (особенно его центральная и южная часть) отличается высоким уровнем промышленно-хозяйственно-бытового развития, сложившимся в первой четверти XXI века. Антропогенные факторы могут оказывать разнонаправленное влияние на водный режим рек в целом и на минимальный — стока, в частности.

Климат в бассейне р. Камы — умеренно континентальный. Годовая амплитуда температур воздуха составляет 30—35 °С, возрастая к востоку до 37—40 °С. Теплый период продолжается 7 месяцев — с апреля по октябрь. Максимум температуры наблюдается в июле, минимум — в январе. В бассейне р. Камы выпадает 500—800 мм осадков, на крайнем северо-востоке — до 1000 мм. На холодный период года приходится 30—35 % осадков, на теплый — 65—70 %.

Закономерности сезонных изменений температуры и осадков иллюстрируют диаграммы среднемесячных температур воздуха и месячных сумм осадков на метеостанции г. Пермь (рис. 2).

При анализе климатических изменений в бассейне р. Камы использовались ряды из электронной базы данных «Специализированные массивы для климатических исследований» [5] — данные о приземной температуре за период с 1936 г. по 2024 г., данные по осадкам — за период с 1936 г. по 2015 г.

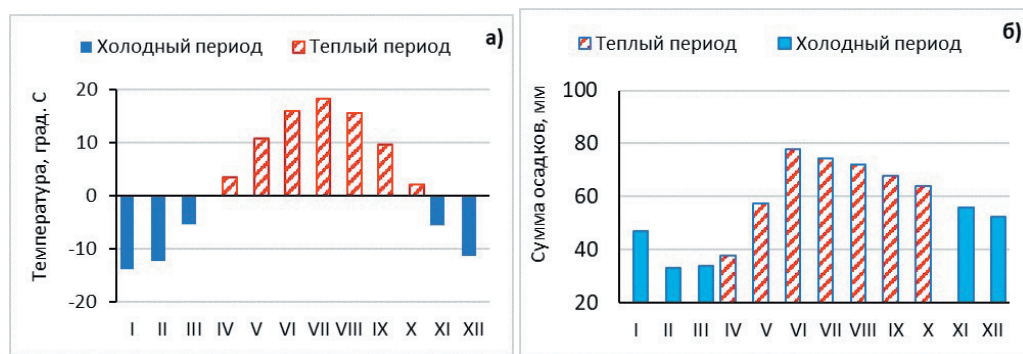


Рис. 2. Средние многолетние среднемесячные температуры воздуха (*a*) и суммы месячных осадков (*b*); МС Пермь, за периоды с 1936 г. по 2024 г. (*a*) и с 1936 г. по 2015 г. (*b*).

Fig. 2. Average long-term average monthly air temperatures (*a*) and monthly precipitation amounts (*b*); MS Perm, for the periods 1936—2024 (*a*) and 1936—2015 (*b*).

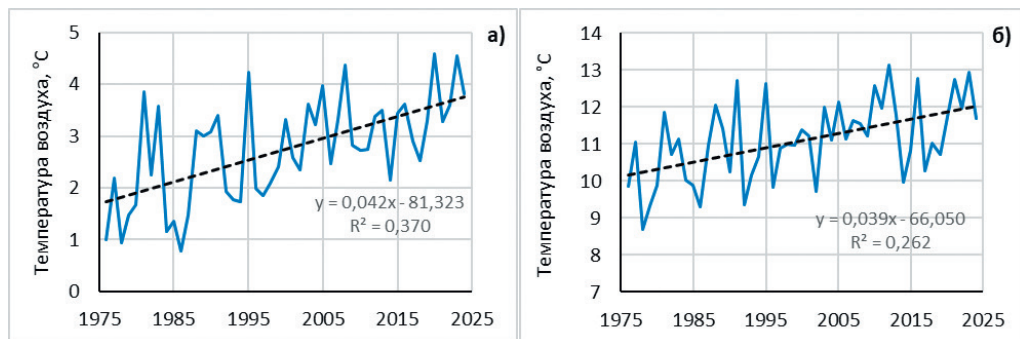


Рис. 3. Хронологические графики среднегодовой температуры воздуха (а) и средней температуры за теплый период года (б); МС Пермь.

Fig. 3. Chronological graphs of the average annual air temperature (a) and the average temperature for the warm period of the year (b); MS Perm.

По данным «Доклада об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2024 год» [6], на всей территории России в рядах температуры приземного воздуха, осредненной за год и по сезонам, начиная с 1976 г., прослеживается тренд на повышение, поэтому при анализе особенностей климата в бассейне р. Кама оценка значимости трендов в рядах метеорологических характеристик также проводилась за период с 1976 г.

На рис. 3 представлены хронологические графики среднегодовой температуры воздуха и средней температуры за теплый период года по метеорологической станции г. Пермь. Оба ряда имеют значимый тренд на повышение. При оценке трендов использовался критерий значимости коэффициента регрессии [7] при уровне значимости $2\alpha = 5\%$.

Величина тренда у ряда среднегодовой температуры воздуха составила $0,42\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет. Величина тренда у ряда средних температур за теплый период немного ниже: $0,39\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет.

В рядах годовых сумм осадков и сумм осадков за теплый период года значимые тренды отсутствуют (рис. 4), но на равнинной части бассейна небольшое увеличение осадков наблюдается. За современный климатический период (1986—2015 гг.) по сравнению с предшествующим тридцатилетним периодом (1956—1985 гг.) суммы годовых осадков и осадков за теплый период года увеличились на 5—7 %.

По характеру водного режима реки бассейна р. Камы относятся к типу рек с четко выраженным весенним половодьем, летне-осенней меженью, прерываемой дождевыми паводками, и длительной устойчивой зимней меженью (восточно-европейский тип).

Доля талых вод в суммарном стоке рек меняется по территории: от 60—65 % в средней и северной частях территории, а также в пределах наиболее возвышенных частей горного Урала до 80—90 % в южных лесостепных районах. В горной

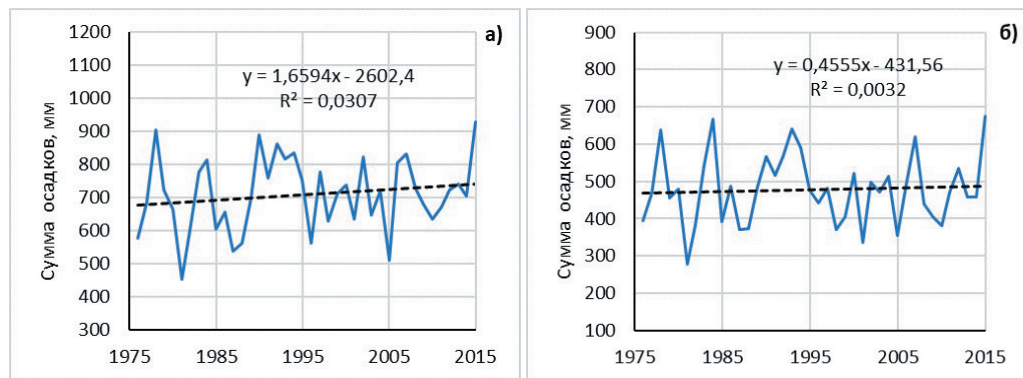


Рис. 4. Хронологические графики годовых сумм осадков (а) и сумм осадков за теплый период года (б); МС Пермь.

Fig. 4. Chronological graphs of annual precipitation amounts (a) and precipitation amounts for the warm period of the year (b); MS Perm.

части наряду с твердыми осадками в питании рек увеличивается роль дождей. Подземный сток составляет в среднем на территории бассейна от 20 до 30 % годового стока. Наибольшая величина подземной составляющей стока у карстовых водотоков, а также у рек, бассейны которых с поверхности сложены песчаными грунтами.

Летне-осенняя межень обычно наступает в середине июня и заканчивается в октябре. Средняя продолжительность межени изменяется от 140—150 дней в лесостепных районах до 60—70 дней на севере равнинной территории и в горах. В бассейне р. Камы сток за период летне-осенней межени превышает сток зимней межени в среднем в 1,5 раза. Наиболее маловодными реки обычно бывают в августе, но иногда в июне-июле или в сентябре-октябре. На малых карстовых водотоках ($F < 100 \text{ км}^2$) сток в летне-осенний сезон может прекращаться из-за больших потерь на фильтрацию как на водосборе, так и в русле.

Наблюдаемое в настоящее время потепление климата проявилось в изменении годового и минимального стока рек исследуемого региона [8, 9]. Повышение температуры воздуха в зимний период привело к увеличению числа оттепелей и повышению базисного стока к началу летней межени. Учитывая, что осадки за летне-осенний период тоже увеличились, сток за летнюю межень увеличился.

По данным ГГИ [1], в результате изменений климата минимальный летне-осенний сток на реках различных частей ЕТР, в том числе в бассейне р. Камы, за период с 1979 г. по 2018 г. по сравнению с предшествующим периодом с 1950 г. по 1978 г. увеличился на 10—50 %. О подобных изменениях говорится и в ряде других публикаций [10—13].

Материалы и методы

В настоящей работе для анализа использовались данные о минимальных 30-суточных летне-осенних расходах воды по 120 постам, расположенным

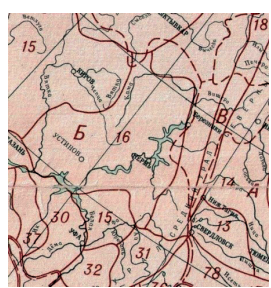
в бассейне р. Камы. Диапазон площадей водосборов: от 10 км² до 20 000 км². Диапазон средних высот водосборов: от 126 до 934 м БС. Расчетные расходы обеспеченностью 50, 75, 80, 90, 95 и 98 % были получены из научно-прикладного справочника «Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы», представленного на сайте ГГИ [14].

В соответствии с рекомендациями А. М. Владимирова [2] на территории камского бассейна граница между малыми и средними реками по площади водосбора для летне-осеннего минимального стока установлена равной 1500 км² для равнинной части (район Б) и 2000 км² — для горной части (район В) (табл. 1).

Таблица 1

Карта районов и таблица из СНиП 2.01.14–83 для определения границы между средними и малыми реками

The map of the districts and a table from SNIP 2.01.14–83 for determining the boundary between medium and small rivers

	Наибольшие площади водосборов малых рек (км ²) для бассейна реки Камы		
	Буквенный индекс района	Летне-осенний период	Зимний период
Б	1500	1500	
В	2000	1800	

Для малых равнинных рек минимальный 30-суточный расход 80 %-ной обеспеченности ($Q_{30,80\%}$) определяется по формуле:

$$Q_{30,80\%} = 10^{-3} a(F + f_0)^n, \quad (1)$$

где F — площадь водосбора, км²; a, f_0, n — эмпирические параметры, зависящие от района (табл. 2).

В СНиП 2.01.14–83 на рассматриваемой территории было выделено 11 районов (табл. 2, рис. 5).

Таблица 2

Параметры a, n, f_0 в формуле для расчета минимального 30-суточного расхода воды вероятностью превышения 80 % на малых реках бассейна р. Камы (по СНиП 2.01.14–83)

Parameters a, n, f_0 in the formula for calculating the minimum 30-day water discharge with a probability of exceeding 80 % in small rivers of the Kama River basin (according to SNIP 2.01.14–83)

Номер района	Летне-осенний период		
	a	n	f_0
15	1,84	0,98	0
16	0,022	1,53	0

выполнена при числе гидрологических постов менее 6, что противоречит требованиям действующих в настоящее время нормативных документов.

Учитывая сказанное, было принято решение рассмотреть варианты районирования с тремя, четырьмя, пятью и шестью районами. Районирование выполнялось с использованием кластерного анализа.

Результаты исследования

В настоящей работе для выделения однородных районов по условиям формирования минимального стока применялся метод k -средних. В качестве признаков использовались:

- географическая широта центра тяжести водосбора;
- географическая долгота центра тяжести водосбора;
- минимальный 30-суточный модуль стока 80 %-ной обеспеченности;
- средняя высота водосбора.

Расчет выполнялся в программе STATISTICA. Использовались посты с площадью водосбора до 2500 км², т. е. всего 66 постов. В результате исходная матрица имела размер 66×4.

В кластерном анализе разбиение на кластеры существенно зависит от абсолютных значений исходных данных, поэтому перед кластеризацией ряды признаков нормировались с использованием преобразования:

$$\tilde{x}_{i,j} = \frac{x_{i,j} - \bar{x}_j}{\sigma_j}, \quad (2)$$

где $x_{i,j}$ — i -тое значение j -того признака; \bar{x}_j — среднее значение j -того признака; σ_j — среднеквадратическое отклонение j -того признака.

Рассматривались варианты с разбиением всего массива данных на 3, 4, 5 и 6 кластеров. При выборе числа кластеров учитывалось не только качество кластеризации, но и требование к надежности получаемых районных зависимостей. В качестве расчетного принято минимальное число кластеров, при котором выполнялись следующие ограничения:

$$Z = \frac{L_{\text{BK}}}{L_{\text{MK}}} < 0,5; R^2 > 0,5; K_{\text{min}} \geq 6, \quad (3)$$

где Z — критерий качества кластеризации; R^2 — минимальный коэффициент детерминации при построении районных зависимостей $q_{30,80\%} = f(F)$; K_{min} — минимальное число точек в одном кластере (табл. 3).

Метрика Z — одна из разновидностей индекса Дэвиса-Болдина (Davies–Bouldin Index) [15], представляющая собой отношение среднего внутрикластерного евклидова расстояния до центров кластеров (L_{BK}) к среднему межклассовому евклидову расстоянию между центрами кластеров (L_{MK}). Чем меньше значение Z , тем выше качество кластеризации. Однако выбор оптимального числа классов остается за исследователем.

Условия $R^2 > 0,5$ и $K_{\min} \geq 6$, дополнительно используются в соответствии с требованиями СП 529.1325800.2023 и обеспечивают надежность получаемых районных зависимостей (табл. 3).

Таблица 3

Критерии для выбора оптимального числа кластеров
Criteria for choosing the optimal number of clusters

Число кластеров	Среднее евклидово расстояние		Z	K _{min}	R ²
	L _{МК}	L _{вк}			
2	1,26	0,70	0,56	32	< 0,5
3	1,25	0,60	0,48	19	< 0,5
4	1,28	0,54	0,43	11	< 0,5
5	1,27	0,52	0,41	8	> 0,5
6	1,31	0,43	0,33	6	> 0,5

Как видно из таблицы, минимальное число кластеров, при котором выполняются условия (3) равно пяти. На рис. 6 представлен график средних значений нормированных признаков для каждого кластера.

Средние районные значения модуля минимального стока 80 %-ной обеспеченности и средней высоты водосбора по результатам кластеризации даны в табл. 4. Отметим, что наибольшие минимальные модули стока наблюдаются в первом районе, наименьшие — в пятом.

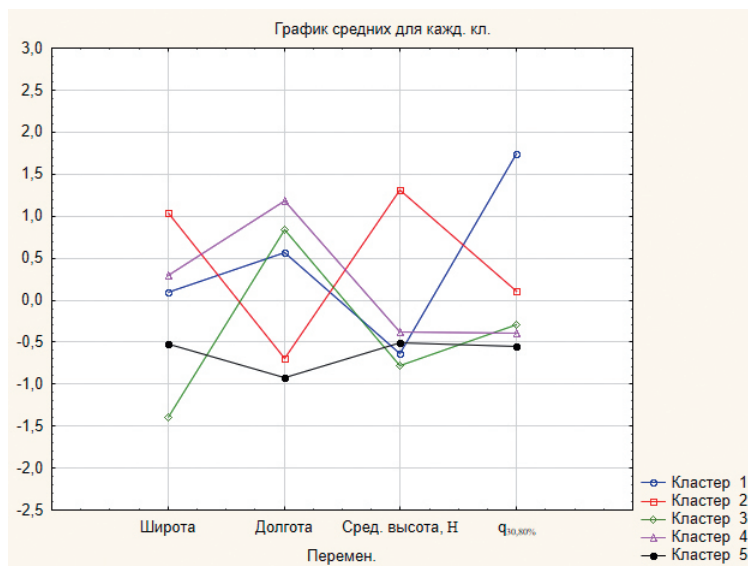


Рис. 6. График средних значений признаков для каждого кластера.

Fig. 6. Graph of average values of features for each cluster.

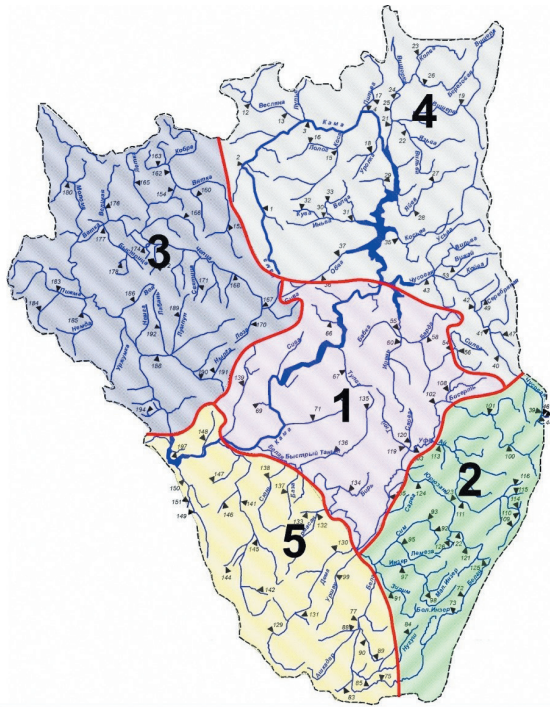


Рис. 7. Районирование территории бассейна р. Камы по условиям формирования минимального летне-осеннего стока.

Fig. 7. Zoning of the territory of the Kama River basin according to the conditions of formation of the minimum summer-autumn runoff.

Схема районирования территории камского бассейна при пяти кластерах показана на рис. 7.

Таблица 4

Средние районные значения средней высоты водосбора и модуля минимального стока
The average regional values of the average catchment height and minimum flow modulus

Номер кластера (района)	Средняя высота водосбора, H м	Минимальный летне-осенний модуль стока, $q_{30,80\%}$, л/с км ²
1	215	3,57
2	610	1,86
3	184	1,43
4	268	1,33
5	239	1,17

Для оценки параметров формулы (1) a и n для каждого района были построены зависимости $Q_{30,80\%} \cdot 10^3 = f(F + f_0)$. Параметр f_0 находился методом последовательных приближений. Графики полученных зависимостей представлены на рис. 8.

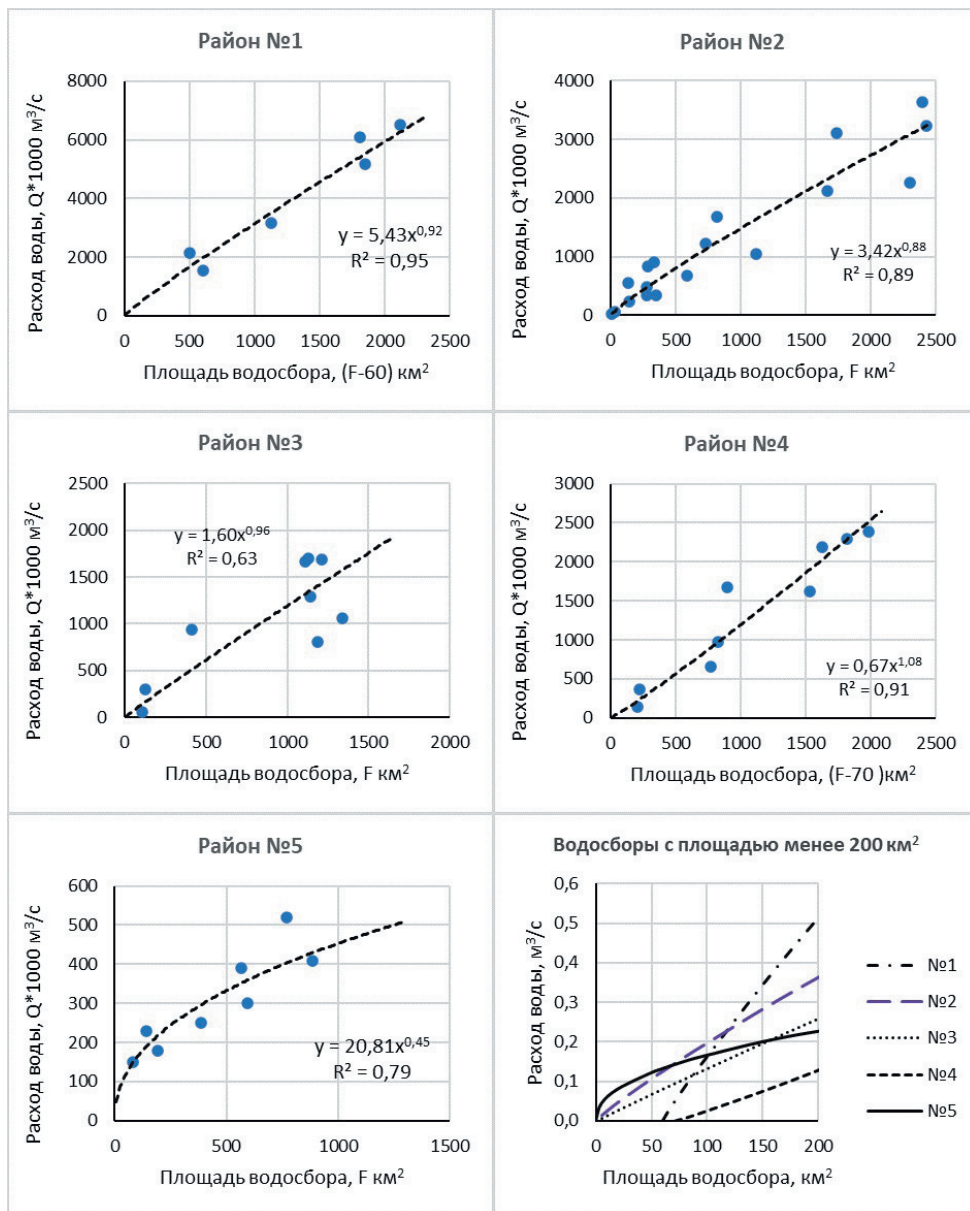


Рис. 8. Графики зависимостей минимальных 30-суточных летне-осенних расходов воды 80 %-ной обеспеченности от площади водосбора для районов 1—5 и график полученных аналитических зависимостей для малых площадей водосбора (менее 200 км²).

Fig. 8. Graphs of the dependencies of the minimum 30-day summer-autumn flow rates with a probability exceeding 80 % on the catchment area for districts 1—5 and a graph of the obtained analytical dependencies for small catchment areas (less than 200 km²).

Для всех зависимостей коэффициент детерминации удовлетворяет условию $R^2 > 0,5$ и меняется от $R^2 = 0,63$ (район 3) до $R^2 = 0,95$ (район 1). Параметры расчетной формулы приведены в табл. 5.

Таблица 5

Параметры a, n, f_0 в формуле для расчета минимальных 30-суточных летне-осенних расходов воды вероятностью превышения 80 % на малых реках бассейна р. Камы (по результатам исследования)

Parameters a, n, f_0 in the formula for calculating the minimum 30-day summer-autumn water flow rates with a probability of exceeding 80 % in small rivers of the Kama River basin (according to the results of the study)

№ района	Название	Параметры формулы			Наибольшие площади водосборов малых рек, км ²
		a	n	f_0	
1	Центральный	5,43	0,92	-60	2500
2	Юго-восточный	3,42	0,88	0	2500
3	Северо-западный	1,60	0,96	0	2000
4	Северо-восточный	0,67	1,08	-70	2000
5	Юго-западный	20,8	0,45	0	1500

Как видно из табл. 5, для районов 1 и 4 параметр f_0 не равен нулю и является отрицательным, т. е. на реках с площадью водосборов менее 60—70 км² в маловодные годы будет иметь место прекращение стока. Проверка показала, что средняя относительная ошибка расчета по формуле (1) с параметрами, представленными в табл. 4, колеблется по районам от 12 % (район 1) до 35 % (район 3) и в среднем для бассейна реки Камы составляет 25 %.

Было также проведено сравнение расчета по формуле (1) с использованием параметров, полученных в настоящем исследовании, и параметров, рекомендованных СНиП 2.01.14–83. Погрешность расчета (Δ) определялась по формуле: $\Delta = (Q_{\phi} - Q)$, где Q — значение минимального расхода, рассчитанное по ряду наблюдений; Q_{ϕ} — значение минимального расхода, рассчитанное по формуле (1). Относительная ошибка определялась по формуле: $\delta_{\%} = 100\Delta/Q$. Абсолютное значение относительной ошибки определялось как $|\delta|_{\%} = 100|\Delta|/Q$. Результаты представлены в табл. 6.

Таблица 6

Относительные ошибки (%) расчета минимальных летне-осенних расходов воды по предложенной методике (М-25) и методике СНиП 2.01.14–83 для малых рек бассейна р. Камы

Relative errors (%) in calculating the minimum summer-autumn water consumption according to the proposed methodology (M-25) and the methodology of Building codes and regulations 2.01.14–83 for small rivers of the Kama basin

№ района	Название	Наибольшие ошибки		Средние относительные ошибки, %			
				С учетом знака, δ		Абсолютные, $ \delta $	
		СНиП-83	М-25	СНиП-83	М-25	СНиП-83	М-25
1	Центральный	-65	27	-33	10	39	12
2	Юго-восточный	-94	76	-26	7	49	29

№ района	Название	Наибольшие ошибки		Средние относительные ошибки, %			
				С учетом знака, δ		Абсолютные, $ \delta $	
		СНиП-83	М-25	СНиП-83	М-25	СНиП-83	М-25
3	Северо-западный	101	77	7	-1	39	35
4	Северо-восточный	75	53	7	2	20	24
5	Юго-западный	-63	23	-3	4	29	15
	Весь бассейн р. Камы			-11	4	38	25

Как видно из табл. 6, для районов 3 и 4 обе методики дают близкие ошибки. По районам 1, 2 и 5 расчет по предложенной методике дает ошибку на 14—27 % меньше. В целом по бассейну р. Камы средняя ошибка уменьшилась с 38 % до 25 % и отсутствует систематическое занижение, характерное для расчетов по СНиП-83 в районах 1 и 2, где занижение составляет -33 % и -26 %.

Для всех районов были рассчитаны коэффициенты $\lambda_{P\%}$ для перехода от расходов обеспеченностью $P = 80\%$ к расходам других обеспеченностей. Коэффициенты $\lambda_{P\%}$ рассчитывались для каждого поста по формуле:

$$\lambda_{P\%} = Q_{30,P\%} / Q_{30,80\%} \quad (4)$$

В качестве расчетных $\lambda_{P\%}$ принимались их средние районные значения. При этом использовались данные не только по малым, но и по средним рекам. Результаты расчетов представлены в табл. 7.

Таблица 7

Переходные коэффициенты $\lambda_{P\%}$
для определения минимальных 30-суточных расходов воды различной обеспеченности
Transition coefficients $\lambda_{P\%}$
for determining minimum 30-day water flow rates of varying probability of exceeding

№ района	Переходные коэффициенты $\lambda_{P\%}$				
	75	80	90	95	98
1	1,06	1,00	0,87	0,77	0,67
2	1,10	1,00	0,78	0,64	0,52
3	1,08	1,00	0,84	0,73	0,63
4	1,11	1,00	0,75	0,61	0,49
5	1,12	1,00	0,69	0,52	0,39

При разработке региональной методики расчета минимального летне-осеннего стока средних рек рассматривались два варианта: построение карты изолиний минимальных 30-суточных модулей стока 80 %-ной обеспеченности и метод пространственной интерполяции. Поскольку территория камского бассейна очень неоднородна по ландшафтным, климатическим и гидрологическим условиям, определять летне-осенние минимальные 30-суточные модули стока 80 %-ной обеспеченности средних рек целесообразно методом пространственной интерполяции по ближайшим рекам-аналогам со сходными условиями формирования стока. Этот метод оказался наиболее эффективным для данного региона.

Заключение

В настоящем исследовании на примере рек бассейна р. Камы показана методика расчета минимального летне-осеннего стока при отсутствии данных гидрометрических наблюдений в условиях меняющегося климата и возрастающей антропогенной нагрузки на речные водосборы. По результатам исследования можно сделать следующие выводы:

1. Для расчета минимального стока малых рек в качестве базовой формулы может использоваться формула А. М. Владимирова с уточненными границами районов и новыми районными параметрами.

2. При районировании территории возможно применение методов кластерного анализа. Использование кластерного анализа позволяет получить оптимальную детальность районирования с учетом средней погрешности расчетных районных зависимостей.

3. Для расчета минимального стока средних рек в случае существенной пространственной неоднородности условий формирования минимального стока наиболее эффективным является метод пространственной интерполяции по ближайшим рекам-аналогам со сходными условиями формирования стока.

4. Для перехода от расчетных минимальных летне-осенних расходов 80 %-ной обеспеченности к минимальным расходам другой обеспеченности следует определить средние районные коэффициенты λ_p с учетом данных наблюдений за последние годы и с учетом изменившихся границ однородных районов.

Список литературы

1. Многолетние колебания и изменчивость водных ресурсов и основных характеристик стока рек Российской Федерации: Научно-прикладной справочник. СПб.: ООО «РИАЛ», 2021. 190 с.
2. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 295 с.
3. Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейна реки Кама. Книга 1. Общая характеристика речного бассейна. Камское БВУ, 2014. 370 с. [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://kambvu.ru/download/skiovo_basseina_r_kama.zip. (дата обращения 31.08.2025).
4. Урбанова О. Н., Горшкова А. Т., Бортникова Н. В. и др. Меженный сток малых рек Нижнекамского муниципального района Республики Татарстан // Российский журнал прикладной экологии. 2022. № 3(31). С. 78—86. doi: 10.24852/2411-7374.2022.3.79.87.
5. Специализированные массивы для климатических исследований. ВНИИГМИ-МЦД. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/index0.xhtml>. (дата обращения 17.12.2025).
6. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2024 год. Москва, 2025, 104 с.
7. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: Том 2 Анализ временных рядов и случайных полей. СПб.: РГГМУ, 2020. — 196 с.
8. Сивохин Ж. Т., Павлейчик В. М., Падалко Ю. А. Изменение минимального стока в бассейне реки Урал // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2021. Т. 85, № 6. С. 900—913. doi:10.31857/S2587556621060133.
9. Калинин В. Г., Чичагов В. В., Гырдымов Д. А. Многолетние колебания годового стока рек водосбора верхней и средней Камы // Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле. 2023. Т. 33, № 4. С. 456—466. doi: 10.35634/2412-9518-2023-33-4-456-466.
10. Bolgov M. V., Korobkina E. A., Trubetskova M. D. et al. Present-day variations of the minimum runoff of the Volga basin rivers // Russian Meteorology and Hydrology. 2014. Vol. 39, No. 3. P. 187—194. doi: 10.3103/S1068373914030078.

11. Болгов М. В., Трубецкова М. Д., Филимонова М. К., Филиппова И. А. Современные изменения климатических характеристик и вероятностная оценка изменений минимального стока в бассейне реки Волги // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2014. № 3. С. 83—99. doi: 10.35567/1999-4508-2014-3-7.
12. Марков М. Л., Гуревич Е. В., Виноградов А. Ю. Минимальный сток рек Черноморского побережья России // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1, № 3. С. 408—425. doi: 10.34753/HS.2019.1.3.003.
13. Яковлев П. И. Некоторые особенности формирования минимального меженного и подземного стока рек в верхней части бассейна Западной Двины // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2025. № 5. С. 39—58. doi: 10.35567/1999-4508-2025-5-39-58.
14. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы: Научно-прикладной справочник / Под редакцией Георгиевского В. Ю.: Электронный ресурс. Текстовые и граф. данные в формате PDF (2 файла: 25 Мб).
15. Davis D. L., Bouldin D. V. A measure of cluster separation // IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. 1979. Vol. PAMI-1, No. 2, P. 224—227. doi: 10.1109/TPAMI.1979.4766909.

References

1. *Mnogoletniye kolebaniya i izmenchivost vodnykh resursov i osnovnykh kharakteristik stoka rek Rossiyskoy Federatsii: Nauchno-prikladnoy spravochnik = Long-term fluctuations and variability of water resources and main characteristics of river flow in the Russian Federation: Scientific and applied handbook*. Saint Petersburg: OOO “RIAL”, 2021: 190 p. (In Russ.).
2. Vladimirov A. M. *Stok rek v malovodnyy period goda = River flow during the low-water period of the year*. Leningrad: Hidrometeoizdat, 1976: 295 p. (In Russ.).
3. *Skhema kompleksnogo ispolzovaniya i okhrany vodnykh obyektov basseyna reki Kama. Kniga 1. Obshchaya kharakteristika rechnogo basseyna = Scheme for the integrated use and protection of water bodies in the Kama River basin. Book 1. General characteristics of the river basin*. Kamskoye BVU, 2014: 370 p. Available at: https://kambvu.ru/download/skiovo_basseina_r_kama.zip/ (accessed on: 31.08.2025). (In Russ.).
4. Urbanova O. N., Gorshkova A. T., Bortnikova N. V. et al. Low-water flow of small rivers in the Nizhnekamsk municipal district of the Republic of Tatarstan. *Rossiyskiy zhurnal prikladnoy ekologii = Russian Journal of Applied Ecology*. 2022; 3(31): (78—86). doi: 10.24852/2411-7374.2022.3.79.87. (In Russ.).
5. *Spetsializirovannyye massivy dlya klimaticheskikh issledovaniy = Specialized data sets for climate research*. VNIIGMI-MCD. Available at: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/index0.xhtml>. (accessed on: 17.12.2025). (In Russ.).
6. *Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiyskoy Federatsii za 2024 god = A report on climate features on the territory of the Russian Federation in 2024*. Moscow, 2025: 104 p. (In Russ.).
7. Malinin V. N. *Statisticheskiye metody analiza gidrometeorologicheskoy informatsii: Tom 2. Analiz vremennykh ryadov i sluchaynykh poley = Statistical methods of analysis of hydrometeorological information: Volume 2. Analysis of time series and random fields*. St. Petersburg, izd. RGGMU, 2020: 190 p. (In Russ.).
8. Sivokhip Zh. T., Pavleichik V. M., Padalko Yu. A. Changes of minimum runoff in the Ural River basin. *Izvestiya Rossiyskoy akademii nauk. Seriya geograficheskaya = Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series*. 2021; 85(6): (900—913). doi:10.31857/S2587556621060133. (In Russ.).
9. Kalinin V. G., Chichagov V. V., Gyrdymov D. A. Long-term fluctuations in the annual flow of the rivers in the upper and middle Kama catchment area. *Vestnik Udmurtskogo universiteta. Seriya Biologiya. Nauki o Zemle = Bulletin of Udmurt University. Biology. Geosciences series*. 2023; 33(4): (456—466). doi: 10.35634/2412-9518-2023-33-4-456-466. (In Russ.).
10. Bolgov M. V., Korobkina E. A., Trubetskova M. D. et al. Present-day variations of the minimum runoff of the Volga basin rivers. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2014; 39(3): (187—194). doi: 10.3103/S1068373914030078. (In Russ.).

11. Bolgov M. V., Trubetskova M. D., Filimonova M. K., Filippova I. A. Modern changes in climate characteristics and probabilistic assessment of changes in minimum flow in the Volga River basin. *Vodnoye khozyaystvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravleniye = Water management of Russia: problems, technologies, management*. 2014; (3): (83—99). doi: 10.35567/1999-4508-2014-3-7. (In Russ.).
12. Markov M. L., Gurevich Ye. V., Vinogradov A. YU. Minimum runoff of rivers on the Black Sea coast of Russia. *Gidrosfera. Opasnyye protsessy i yavleniya = Hydrosphere. Hazardous processes and phenomena*. 2019; 1(3): (408—425). doi: 10.34753/HS.2019.1.3.003. (In Russ.).
13. Yakovlev P. I. Some features of the formation of minimum low-water and underground river flow in the upper part of the Western Dvina basin. *Vodnoye khozyaystvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravleniye = Water management of Russia: problems, technologies, management*. 2025; (5): (39—58). doi: 10.35567/1999-4508-2025-5-39-58. (In Russ.).
14. *Osnovnyye gidrologicheskiye kharakteristiki rek basseyna Kamy: Nauchno-prikladnoy spravochnik = Main hydrological characteristics of the rivers of the Kama basin: Scientific and applied handbook*. Edited by V. Yu. Georgievskiy. Electronic resource. Text and graphic data in PDF format (2 files: 25 MB). (In Russ.).
15. Davis D. L., Bouldin D. V. A measure of cluster separation. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*. 1979; PAMI-1(2): (224—227). doi: 10.1109/TPAMI.1979.4766909.

Сведения об авторах

Сакович Владимир Михайлович, кандидат географических наук, доцент, доцент кафедры инженерной гидрологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, sakovich@rshu.ru.

Сикан Александр Владимирович, кандидат географических наук, доцент, доцент кафедры инженерной гидрологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, sikan07@yandex.ru.

Железная Ангелина Андреевна, бакалавр, независимый исследователь, chikurova_2001@mail.ru.

Information about authors

Sakovich Vladimir Mikhailovich, PhD in geographical sciences, associate professor Associate Professor, Department of Engineering Hydrology, Russian State Hydrometeorological University.

Sikan Alexander Vladimirovich, PhD in geographical sciences, associate professor Associate Professor, Department of Engineering Hydrology, Russian State Hydrometeorological University.

Zheleznaya Angelina Andreevna, bachelor's degree, independent researcher.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 04.12.2025

Принята в печать после доработки 16.02.2026

The article was received on 04.12.2025

The article was accepted after revision on 16.02.2026

Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 120—143.
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(82):120—143.

ГЕОКОЛОГИЯ

Научная статья

УДК [551.462:551.35](261.243)

doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-120-143

Современные седиментационные процессы в восточной части Финского залива

***Дарья Владимировна Рябчук¹, Татьяна Рэмовна Еремина¹,
Александр Юрьевич Сергеев¹, Александр Евменьевич Рыбалко²,
Владимир Александрович Жамойда³, Андрей Глебович Григорьев³,
Екатерина Васильевна Волощук¹, Роман Андреевич Дьячковский⁴,
Антон Владимирович Евдокименко³***

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет, С.-Петербург, Россия, tanya.er@gmail.com

² ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, С.-Петербург, Россия

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, С.-Петербург, Россия

Аннотация. В статье выполнено обобщение многолетних наблюдений (1999—2025 гг.) за состоянием донных отложений и межгодовой изменчивостью аноксийно-гипоксийных явлений в придонных водах восточной части Финского залива. На основе собранного материала было выполнено совмещение карт развития гипоксии в придонных водах с данными о площадях алевропелитовой аккумуляции, проанализировано развитие окисленного слоя в донных отложениях в различных седиментационных бассейнах. Показано, что исчезновение окисленного слоя в донных отложениях сохранялось на следующий 2004 г. после ухудшения кислородных условий в 2003 г., в то время как после обширной гипоксии в 2010 г., окисленный слой донных осадков восстановился в большинстве седиментационных бассейнов, что было обусловлено воздействием биологических факторов.

Ключевые слова: Финский залив, донные отложения, придонные воды, гипоксия, седиментационные процессы.

Благодарности: Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 25-27-00408).

Для цитирования: Рябчук Д. В., Еремина Т. Р., Сергеев А. Ю. и др. Современные седиментационные процессы Восточной части Финского залива // Гидрометеорология и экология. 2026. № 82. С. 120—143. doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-120-143.

© Рябчук Д. В., Еремина Т. Р., Сергеев А. Ю., Рыбалко А. Е., Жамойда В. А., Григорьев А. Г., Волощук Е. В., Дьячковский Р. А., Евдокименко А. В., 2026

Original article

Modern sedimentation processes in the eastern part of the Gulf of Finland

***Daria V. Ryabchuk¹, Tatiana R. Eremina², Alexander Yu. Sergeev¹,
Alexander E. Rybalko², Vladimir A. Zhamoida¹, Andrey G. Grigoriev²,
Ekaterina V. Voloshchuk¹, Roman A. Diachkovsky⁴, Anton V. Evdokimenko³***

¹ Russian State Hydrometeorological University

² VNIIOkeangeologia

³ A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI)

⁴ St. Petersburg State University

Summary. The article summarizes long-term observations (1999–2025) of the state of bottom sediments and the interannual variability of anoxic-hypoxic phenomena in the near-bottom waters of the eastern Gulf of Finland. Based on the collected material, maps of hypoxia development in near-bottom waters were superimposed with data on areas of aleuropelitic accumulation; additionally, the development of the oxidized layer in bottom sediments across various sedimentation basins was analyzed. It is shown that the disappearance of the oxidized layer in bottom sediments in both the deep-water and shallow-water parts of the eastern Gulf of Finland was caused by the emergence of extensive anoxic-hypoxic conditions, which occurred in 2003 as a result of an inflow from the Central Baltic and in 2010 under the influence of hydro-meteorological conditions. At the same time, it was established that the disappearance of the oxidized layer in bottom sediments persisted into the following year, 2004, after the deterioration of oxygen conditions in 2003, whereas after the widespread hypoxia in 2010, the oxidized layer of bottom sediments recovered in most sedimentation basins due to the influence of biological factors. Analysis of long-term variability in near-bottom oxygen conditions confirmed that the main features of hypoxia development remain consistent: hypoxia arises and persists in deep-water areas where stable water stratification forms during the summer period, while it is not observed in shallow-water areas due to good ventilation of near-bottom waters. These characteristics of spatial hypoxia distribution determine the course of sedimentation processes in bottom sediments.

Keywords: Gulf of Finland, bottom sediments, near-bottom waters, hypoxia, sedimentation processes.

Acknowledgments: The study was supported by the Russian Science Foundation (grant № 25-27-00408).

For citation: Ryabchuk D. V., Eremina T. R., Sergeev A. Y., et al. Modern sedimentation processes in the Eastern part of the Gulf of Finland *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(82):(120—143). doi: 10.33933/2713-3001-2026-82-120-143. (In Russ.).

Введение

Одной из характерных черт гидрохимического режима придонных вод Балтики является периодическая смена окислительно-восстановительных условий, следствием которой является периодическое развитие гипоксии на границе дно-вода. В настоящее время этот процесс, оказывающий существенное влияние на биогеохимические процессы, происходящие в бентосном слое и обуславливающие изменение запасов биогенных веществ, прежде всего азота и фосфора, рассматривается как одна из критически важных проблем с точки зрения устойчивости экосистемы Финского залива [1—3].

Алевропелитовые отложения впадин Балтийского моря в целом, и Финского залива в частности, представляют собой седиментационные архивы, детальное изучение которых позволяет проследить как природные изменения среды осадконакопления (в том числе, связанные с климатическими изменениями) [4, 5], так и воздействие на нее техногенных процессов [6—9]. Установлено, что периоды гипоксии в недавнем геологическом прошлом совпадали с периодами потепления климата [10]. Результаты седиментологических и геохимических исследований донных отложений восточной части Финского залива также позволили выявить периоды гипоксии в недавнем геологическом прошлом (на протяжении последних 8 тыс. лет) и проследить их связь с климатическими изменениями [11].

Целью настоящей работы является характеристика современных седиментационных процессов и оценка изменения площадей развития постоянной и сезонной гипоксии в восточной части Финского залива на протяжении последних десятилетий на основе анализа архивных материалов поверхностного пробоотбора, выполненного специалистами ВСЕГЕИ при геологической съемке шельфа в период с 1984 г. по 2000 г. [12] и в ходе экспедиционных и аналитических исследований в период с 2006 г. по 2024 г. [13—15], результатов гидрохимических исследований и мониторинга РГГМУ [1, 3, 16].

Материалы и методы исследования

В период с 1984 г. по 2000 г. Всероссийским геологическим институтом им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ) в пределах российской части Финского залива было проведено государственное морское геологическое картирование (масштаб 1:200 000) [12—14, 17, 18]. В период с 1993 г. по 1995 г. в рамках международной программы МЕР «Marine Ecological Patrol» на НИС «Аранда», «Муйку», «Профессор Логачев», «Академик Шулейкин», «Профессор Мультиановский» при участии авторов данной статьи было отобрано большое количество колонок донных отложений, для которых специалистами Геологической службы Финляндии (ГТК) выполнены детальные геохимические исследования и определение скорости осадконакопления [19].

В последующие годы изучение донных отложений Финского залива выполнялось в рамках целого ряда международных проектов, а также проектных и грантовых исследований ВСЕГЕИ [15, 20].

Многолетние исследования, проводимые в ходе экспедиций РГГМУ в Финском заливе в период с 1998 г. по 2016 г., продолжены совместно с институтом океанологии им. П. П. Ширшова РАН в 2021 г., 2022 г. [16, 21] и 2025 г., были направлены на комплексное изучение состояния экосистемы залива, изменения которой обусловлены влиянием изменения климата и антропогенным воздействием.

В результате был накоплен огромный фактический материал о четвертичных отложениях, рельефе дна, распределении поверхностных донных осадков, изменчивости гидрофизических, гидрохимических и биологических показателей состояния морской среды Финского залива.

Результаты и их обсуждение

Источники осадочного материала

Основным источником осадочного материала является речной сток. Наиболее крупные реки, впадающие в Финский залив и оказывающие влияние на седиментационные процессы в его восточной части, — Нева и Луга. Масса влекомых наносов р. Невы составляет 65 тыс. тонн в год, а взвешенных — достигает 510 тыс. тонн в год [22]. Объем твердого стока р. Луги составляет 0,41 т/км³ год [23]. Реки, впадающие в Финский залив с севера, оказывают ограниченное влияние на седиментационные процессы. Важными источниками осадочного материала в восточной части Финского залива являются абразия берегов и размыв дна. С середины 2000 гг. возросла техногенная составляющая в седиментационных процессах, связанная с реализацией крупных проектов, включающих в себя процессы гидронамыва искусственных территорий, дреджинга и дампинга [24].

Характеристика поверхностных отложений и скоростей седиментации

Поверхностный осадочный покров дна восточной части Финского залива, в составе которого преобладают кластические осадки, характеризуется мозаичностью. Валунно-галечные отложения приурочены к подводным выходам морены, испытавшим процессы интенсивного размыва, и развиты на подводных склонах островов и побережий, а также в вершинах подводных поднятий на глубинах менее 10—15 м. Пески с галькой и гравием образуют многочисленные поля, расположенные на поднятых участках дна, батиметрически ниже грубообломочных отложений. Широкое распространение в пределах дна залива получили пески различного гранулометрического состава. Генетически основная часть песчаных отложений связана с процессами подводного размыва. Они образуют покровные тела небольшой мощности, залегающие, как правило, на поверхности верхнеплейстоценовых отложений. В прибрежной зоне выделяются пески волнового генезиса. Глинистые пески и песчаные глины приурочены к подводным выходам ледниково-озерных глин и отложений анцилового возраста в зонах замедленного осадконакопления или транзита [12].

Специфическими особенностями осадконакопления Восточной части Финского залива является батиметрический контроль процессов алевропелитового осадконакопления, которые происходят в пределах относительно пониженных участков дна залива, т. е. в локальных седиментационных бассейнах. Глубина накопления илов в них закономерно увеличивается от 5 м в Невской губе до 12—30 м в районе Зеленогорского плеса, 30—35 м к югу от Березовых островов, 40—50 м к северу от о-вов Сескар и Мощный, 60—65 м в районе о-ва Гогланд.

Измерение вертикального изменения активности ¹³⁷Cs позволяет выделить в кернах донных отложений седиментационных бассейнов слой осадка, характеризующийся резким пиком и отвечающий в Финском заливе 1987 г. максимальному загрязнению донных отложений радиоцезием в результате аварии на Чернобыльской АЭС [25]. Это позволяет рассчитать скорость осадконакопления

за период с 1987 г. Проведенные исследования показывают, что скорости осадконакопления в пределах седиментационных бассейнов варьируют от 1—2 мм/год до 1—3 см/год. Распределение скоростей осадконакопления алевропелитовых отложений восточной части Финского залива по опубликованным данным [15, 19] и результатам исследований 2025 г. представлено на рис. 1.

Имеющиеся данные для более западных районов Финского залива [26] позволяют предположить, что донные отложения локальных седиментационных бассейнов содержат значительные запасы биогенных веществ.

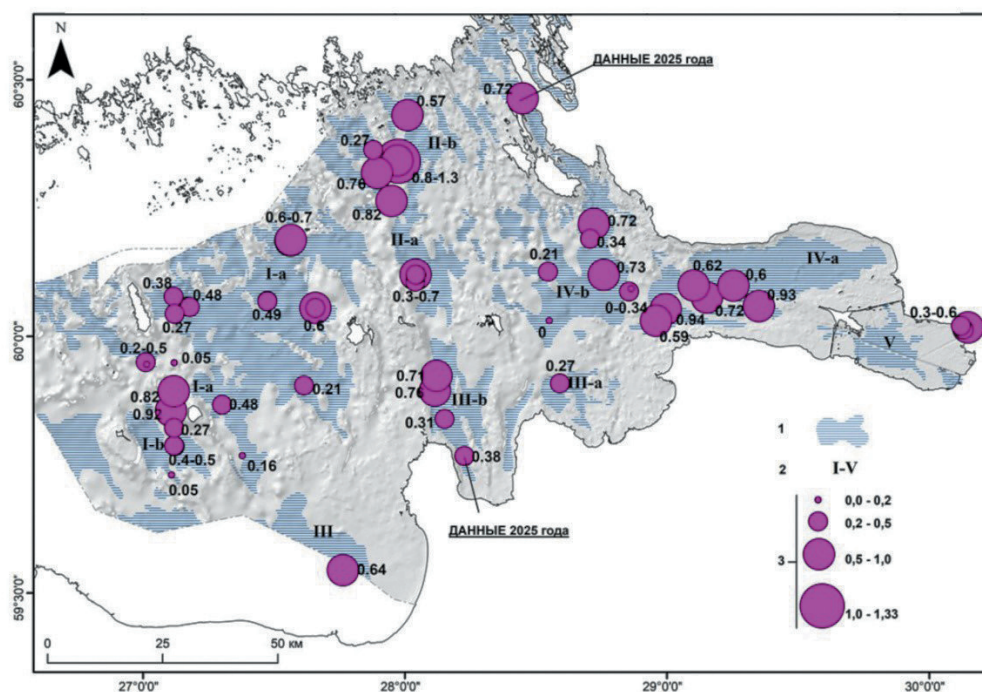


Рис. 1. Схема распределение скоростей осадконакопления алевропелитовых отложений Восточной части Финского залива:

I — зоны алевропелитовой аккумуляции, *2* — номера локальных седиментационных бассейнов, *3* — скорости седиментации (см/год). *I* — глубоководная впадина вблизи о-ва Гогланд, *II* — Выборгский залив, *III* — южный седиментационный бассейн (Копорская (*a*) и Лужская (*b*) губы, Нарвский залив (*c*)), *IV* — остров Котлин — Зеленогорский плес (*a*) и Березовые о-ва (*b*), *V* — Невская губа.

Fig. 1. Scheme of sedimentation rates of aleuropelite deposits in the Eastern part of the Gulf of Finland:

1 — zones of aleuropelite accumulation, *2* — numbers of local sedimentation basins, *3* — sedimentation rates (cm/year). *I* — deep-sea depression near Gogland Island, *II* — Vyborg Bay, *III* — southern sedimentation basin (Koporskaya (*a*) and Lugsкая (*b*) bays, Narva Bay (*c*)), *IV* — Kotlin Island — Zelenogorsky Ples (*a*) and Berezovy Islands (*b*), *V* — Nevsky Bay.

Физико-химические условия на границе «дно-вода». Гипоксия

Одной из важнейших характеристик геоэкологического состояния акваторий является окислительно-восстановительный режим в придонном слое воды и в поверхностных слоях донных отложений. Задачей настоящего раздела является сбор и анализ как прямых (результаты измерений содержания кислорода в придонной воде, в донных отложениях и придонной воде), так и косвенных (описания ненарушенных образцов донных отложений) данных об окислительно-восстановительных условиях на границе дно-вода в восточной части Финского залива за последнюю четверть века.

Анализ описаний более 6000 станций донного пробоотбора, выполненных в период с 1986 г. по 2000 г. в ходе геологической съемки шельфа, позволил выделить в пределах седиментационных бассейнов зоны долговременного преобладания гипоксии (поверхностные отложения представлены черными пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами с запахом сероводорода, как правило, пористыми, газонасыщенными; на поверхности дна развиты белые бактериальные маты) и зоны, характеризующиеся наличием мощной (более 2 см) зоны окисления, представленной бурыми алевропелитовыми осадками. Эти осадки переходят вниз по разрезу в биотурбированные зеленовато-серые отложения, что является индикатором существования устойчивой окислительной обстановки на границе дно-вода. Указанные зоны занимают ограниченные площади дна в пределах седиментационных бассейнов, на большей площади которых анализ данных поверхностного пробоотбора позволяет предположить периодическое (сезонное) и достаточно кратковременное возникновение бескислородных условий.

Верхний слой алевропелитовых отложений характеризуется здесь наличием тонкой слойчатости — чередовании слоев бурых, светло-серых и черных цветов мощность около 1 мм. Для зон подводного размыва и ненакопления (транзита) осадочного материала, приуроченных к относительно более мелководным участкам дна, где развиты грубообломочные и песчаные отложения, формирование бескислородных условий нехарактерно (рис. 2).

Описанные выше фоновые характеристики поверхностного слоя донных отложений объясняются общими закономерностями гидрохимического режима. В отличие от более западной части Финского залива в его восточных районах отсутствует постоянная стратификация водной толщи. В пределах района исследований ежегодное ветровое и конвективное перемешивание в осенне-зимний период обеспечивает аэрацию всей водной толщи воды до глубин 40 м, в то время как летом при формировании стратификации (возникновение термоклина и галоклина) в придонных слоях возникает дефицит кислорода [17].

Выполняющийся с 1999 г. гидрохимический мониторинг позволил проследить развитие процессов гипоксии во времени и их воздействие на седиментационные процессы. Среднегодовое распределение содержания кислорода в придонном слое в Финском заливе позволяет выделить седиментационные бассейны, в которых наиболее ярко выражено возникновение аноксийно-гипоксийных явлений в летний период. Анализ данных многолетних наблюдений показал, что площадь

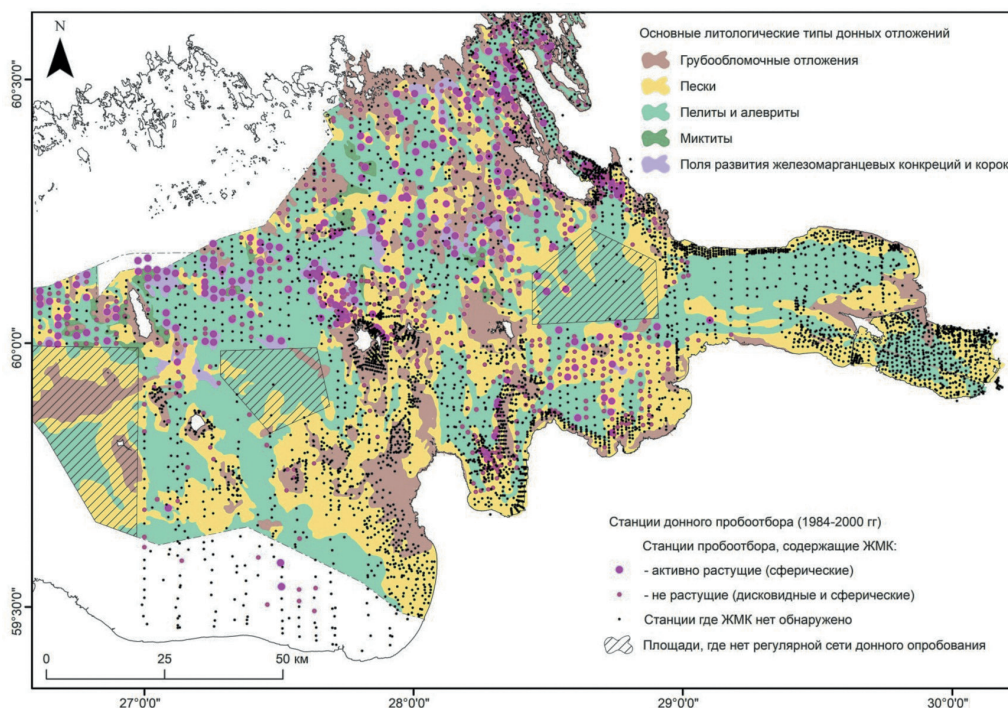


Рис. 2. Литологическая схема Восточной части Финского залива с расположением станций гидрохимического мониторинга РГГМУ.

Fig. 2. Lithological diagram of the Eastern part of the Gulf of Finland with the location of hydrochemical monitoring stations of RSHU.

развития сезонной гипоксии в восточной части Финского залива изменялась в пределах от 302—398 км² до 906—1760 км² за период с 2001 г. по 2010 г. [27]. Средняя площадь дна с дефицитом кислорода составляла порядка 950 км² в период с 2005 г. по 2015 г. В период с 1999 г. по 2002 г. на всей площади восточной части Финского залива существовали благоприятные кислородные условия [28].

Наиболее значительные площади, охваченные аноксийно-гипоксийными условиями, отмечались в 2003 г. и 2010 г. [3, 29]. В 2003 г. на десяти станциях из двадцати пяти была зафиксирована гипоксия (содержание кислорода от 0 до 1,9 мг/л), еще на двух станциях отмечалось низкое содержание кислорода (2,1 и 2,5 мг/л, соответственно) было установлено также на станциях в глубоководной части залива. Низкое содержание кислорода (2,1 и 2,5 мг/л, соответственно) было установлено также на станциях 18F и 17F. На остальных станциях концентрация кислорода в придонной воде находилась в диапазоне от 2,9 мг/л (3F) до 6,9 мг/л (28F) (рис. 3 а).

Таким образом, по результатам гидрохимического мониторинга гипоксия была зафиксирована во всех седиментационных бассейнах за исключением двух

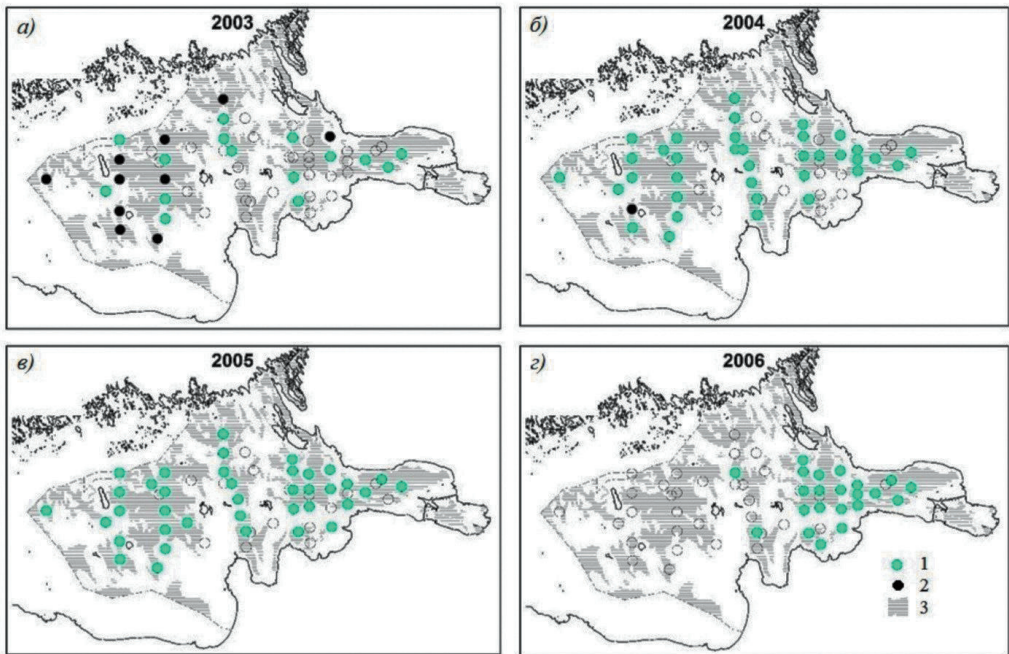


Рис. 3. Карты пространственной изменчивости содержания растворенного кислорода в придонных водах по данным мониторинговых наблюдений РГГМУ

а) 2003 г., б) 2004 г., в) 2005 г., г) 2006 г. 1 — станции с наличием кислорода, 2 — станции с гипоксией, 3 — площади алевропелитовой аккумуляции.

Fig. 3. Maps of spatial variability of dissolved oxygen content in the bottom waters according to monitoring observations of RSHU

а) 2003, б) 2004, в) 2005, г) 2006. 1 — stations with oxygen, 2 — stations with hypoxia, 3 — areas of aleuropelite accumulation.

наиболее восточных (Зеленогорский плес и Невская губа). В седиментационных бассейнах южной части залива (Копорская и Лужская губы, Нарвский залив) измерения были выполнены только на одной станции (8F, Копорский залив) и зафиксировано содержание кислорода 5,7 мг/л, однако, по данным исследований донных отложений, выполнявшихся «Севморгео» (рис. 4), на поверхности донных осадков в этих районах отсутствовала зона окисления. Наличие зоны окисления было установлено на большинстве станций в мелководной части Финского залива, в том числе на восьми станциях мощность окисленного слоя донных отложений превышала 1 см.

Важно отметить, что наряду с участками дна глубоководных седиментационных бассейнов, где бескислородные условия периодически наблюдались и ранее, зоны гипоксии в 2003 г. были отмечены в районах долговременного развития окислительной среды седиментации. Так, станция 27F (содержание кислорода 0 мг/л) пространственно совпадает с точкой пробоотбора ВСЕГЕИ 99-213

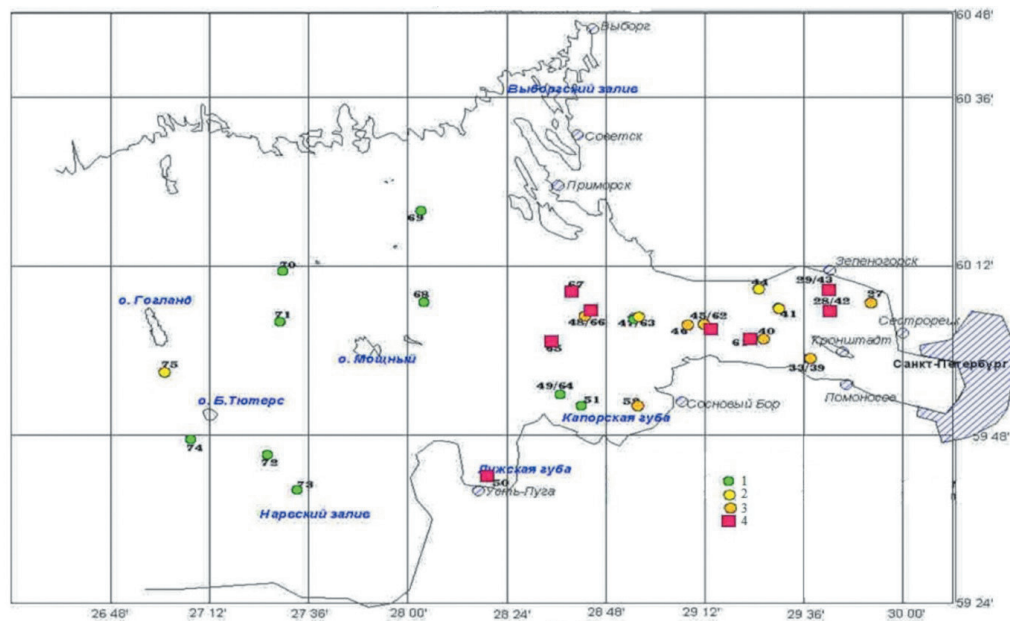


Рис. 4. Распределение зоны окисления в 2003 г.
в восточной части Финского залива по данным «Севморгео».

1 — зона окисления отсутствует, 2 — зона окисления в виде пленки, 3 — зона окисления хорошо выражена (мощность до 1 см), 4 — зона окисления прекрасно выражена (мощность более 1 см).

Fig. 4. Distribution of the oxidation zone in 2003
in the eastern part of the Gulf of Finland according to data of Sevmorgeo.

1 — there is no oxidation zone, 2 — the oxidation zone in the form of a film,
3 — the oxidation zone is well expressed (thickness up to 1 cm),
4 — the oxidation zone is well expressed (thickness more than 1 cm).

за 1999 г. Поверхностные отложения здесь были представлены буровато-коричневым алевропелитовым наилком зоны окисления (мощностью 2 см), содержащим значительное количество мелких дробовидных ЖМК. В непосредственной близости от зон развития ЖМК расположены также станции наблюдения 29F (содержание кислорода 1,9 мг/л) и 20F (содержание кислорода 0,15 мг/л).

Смена окислительно-восстановительных условий в восточной части Финского залива в 2003 г. была связана с затокном североморских вод в Центральную Балтику, когда значительная часть зараженных сероводородом водных масс была вытеснена из этого района в Финский залив [1, 28]. В 2004 г. по данным гидрохимического мониторинга (37 станций наблюдения) содержание кислорода в придонной воде менее 2,0 мг/л было отмечено только на станции 32F (рис. 3 б). На остальных станциях концентрация кислорода находилась в пределах от 3,7 до 7,9 мг/л, то есть по сравнению с 2003 г. произошло обогащение придонных вод кислородом. В то же время в донных отложениях, как более инерционной среде,

эффект воздействия гипоксии был проявлен в полной мере, продолжилась деградация окисленного слоя осадков. В первую очередь, это сказалось на мощности зоны окисления в мелководном районе. В седиментационном бассейне, расположенном к югу от Березовых островов (IVb, станции 11F, 10F, 6F) на поверхности алевропелитовых осадков были установлены только тонкие пленки зоны окисления, в седиментационном бассейне IVa к северу от м. Шепелевский практически исчезли мощные, хорошо выраженные зоны окисления мощностью более 1 см. В глубоководной части залива, к западу от острова Мощный, по данным колонкового пробоотбора на поверхности осадков сформировался интенсивно флокулированный наилкок черного цвета, а из самого осадка происходило интенсивное выделение сероводорода.

Воздействие гипоксии на биоту имело еще более отложенный эффект. В 2003 г. в бентосе восточной части Финского залива начались катастрофические изменения, выразившиеся в массовой гибели донных животных, к 2004 г. «большая часть дна акватории залива превратилась в безжизненную пустыню» [30]. В глубоководных седиментационных бассейнах макрозообентос отсутствовал или был представлен единичными экземплярами олигохет и молодью полихет *Marenzelleria neglecta*, биомасса которых не превышала 0,1 г/м². К 2005 г. произошло частичное восстановление донных сообществ, однако биомасса бентоса на значительной части акватории не превышала 0,1 г/м² [30].

Наиболее масштабные процессы развития гипоксии за весь период наблюдений были зафиксированы в 2010 г. (рис. 5). Из сорока станций наблюдений на двадцати шести содержание кислорода было ниже 2,0 мг/л (на 18 станциях впервые за период наблюдений с 1999 г.).

Еще на четырех станциях содержание кислорода в придонной воде колебалось от 2,0 до 2,6 мг/л. Гипоксией были охвачены все седиментационные бассейны восточной части Финского залива (за исключением Невской губы). Гипоксические явления 2010 г. оценивались исследователями как рекордные по своим масштабам и интенсивности [1]. Гипоксия была зафиксирована на участках дна, где по данным пробоотбора существовала устойчивая кислородная обстановка.

В седиментационном бассейне, расположенном между о-вом Котлин и линией м. Шепелевский — м. Флотский (IVa), низкое содержание кислорода в 2010 г. было зафиксировано на трех станциях. Станция 3F (O₂ — 2,04 мг/л) расположена в районе точки пробоотбора ВСЕГЕИ 90—233, где в 1990 г. фиксировался бурый наилкок мощностью 2—3 мм. В 2003 г. и 2004 г., по данным «Севморгео», мощность окисленного слоя донных отложений здесь превышала 1 см. Станция 1F5 (O₂ — 1,77 мг/л) находится вблизи точки пробоотбора 90—177, где в 1990 г. поверхность дна была покрыта алевропелитовыми осадками с бурой пленкой зоны окисления, аналогичные описания были даны при работах «Севморгео» в 2004 г. Станция 4F (O₂ — 1,64 мг/л) совпадает с точкой пробоотбора 90—177, где была зафиксирована зона окисления мощностью 1 см, представленная желтовато-бурый алевропелитом. В 2003 г. описана зона окисления мощностью более 1 см, в 2004 г. — менее 1 см.

Станции 1FG, 2FG и 3FG расположены в периферийной части седиментационного бассейна IVa. Пробоотбор ВСЕГЕИ 1990 г. (станции 294, 196 и 160)

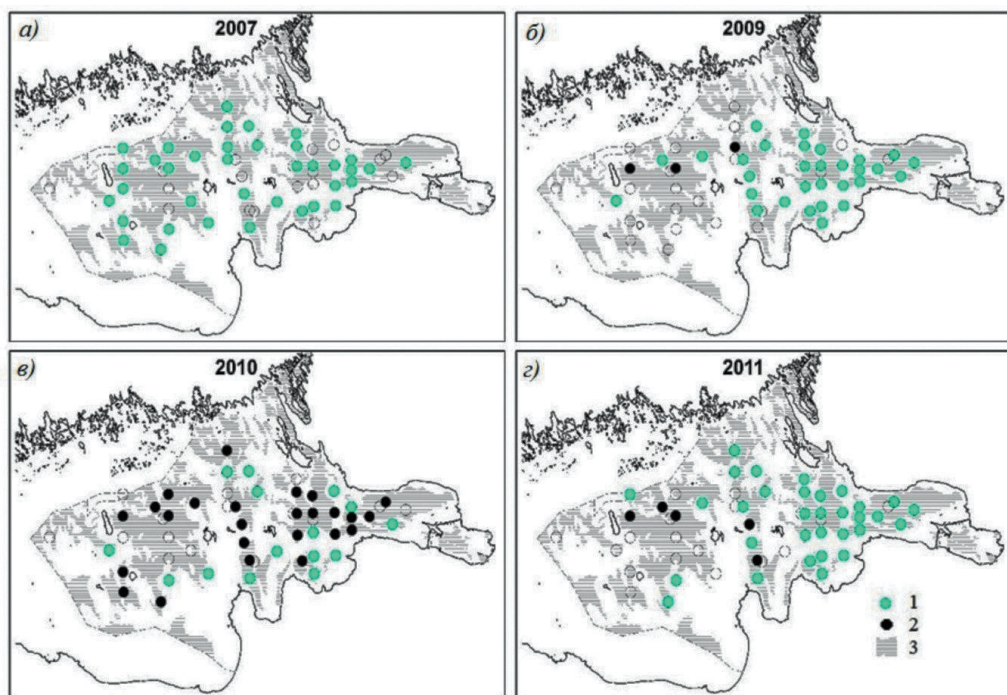


Рис. 5. Карты пространственной изменчивости содержания растворенного кислорода в придонных водах по данным мониторинговых наблюдений РГГМУ

а) 2007 г., б) 2009 г., в) 2010 г., г) 2011 г. 1 — станции с наличием кислорода, 2 — станции с гипоксией, 3 — площади алевропелитовой аккумуляции.

Fig. 5. Maps of spatial variability of dissolved oxygen content in the bottom waters according to monitoring observations of RSHU

а) 2007, б) 2009, в) 2010, г) 2011. 1 — stations with oxygen, 2 — stations with hypoxia, 3 — areas of aleuropelite accumulation.

показал на всех трех станциях наличие бурого наилка зоны окисления. В 2010 г. содержание кислорода в придонной воде здесь составило 2,20 мг/л, 1,47 мг/л и 0,83 мг/л, соответственно (рис. 5 в).

Станция 5F (O_2 — 1,70 мг/л) находится в юго-западной части седиментационного бассейна IVa (рис. 5 в) и совпадает с точкой пробоотбора 99—333, где в 1999 г. на поверхности пелитовых алевритов был зафиксирован бурый наилк зоны окисления мощностью 3—5 мм. Несколько южнее расположена точка пробоотбора 89—310, где поверхностные отложения представлены песчаными алевритами со значительной примесью грубообломочного материала с железомарганцевыми оторочками и дисковидными ЖМК, что соответствует окислительным условиям осадконакопления. При описании станции геологического пробоотбора в 1990 г. было отмечено наличие нескольких экземпляров живых моллюсков *Macoma Baltica*.

Станция 2F5 (O_2 — 1,78 мг/л) расположена в северной части седиментационного бассейна IVb (рис. 5 в), к югу от о-ва Большой Березовый, и совпадает с точкой пробоотбора ВСЕГЕИ 99-384, где в 1999 г. наблюдалась зона окисления мощностью 2 см. Аналогичные результаты были получены при опробовании в точке 99—341, располагающейся в районе станции 2UGMS (O_2 — 1,59 мг/л). В непосредственной близости от станции 6F (O_2 — 1,24 мг/л), находящейся на восточной периферии того же седиментационного бассейна на глубине 35 м, точки пробоотбора ВСЕГЕИ отсутствуют, однако между станциями 6F и 2UGMS расположены точка 99—333 (глубина 38 м), где в 1999 г. мощность зоны окисления была более 2 см и станция пробоотбора F40, исследованная в ходе совместного рейса ВСЕГЕИ и Геологической службы Финляндии в 2009 г. на НИС «Аранда», где, согласно описанию осадка, отобранного с помощью герметичной грунтовой трубки, мощность зоны окисления, представленной флоккулированным светло-бурым алевропелитовым наилком, достигала 4 см. Осадок был интенсивно биотурбирован. Работами «Севморгео» в 2004 г. непосредственно на станции 6F была зафиксирована тонкая пленка наилка зоны окисления (рис. 6).

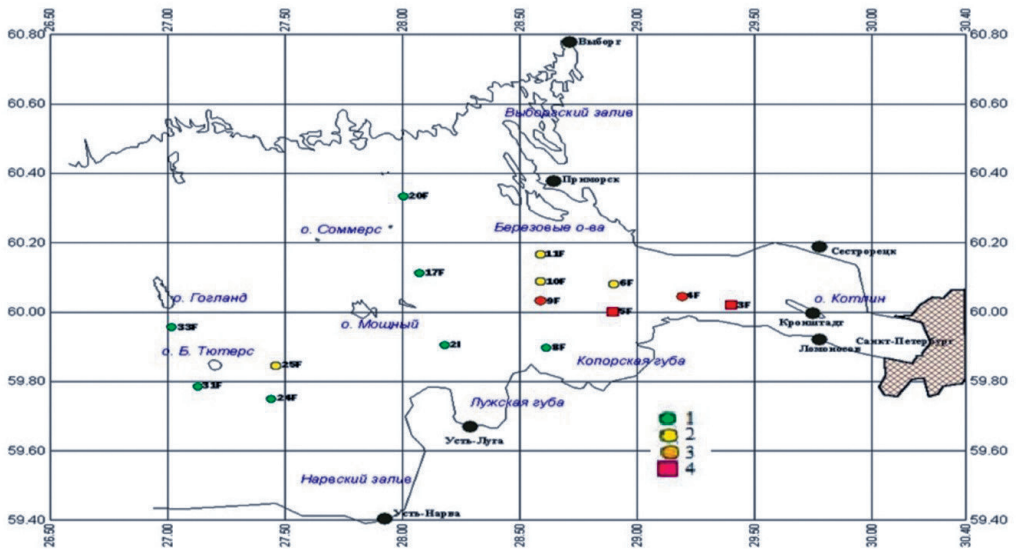


Рис. 6. Распределение зоны окисления в 2004 г. в восточной части Финского залива по данным «Севморгео».

1 — зона окисления отсутствует, 2 — зона окисления в виде пленки, 3 — зона окисления хорошо выражена (мощность до 1 см), 4 — зона окисления прекрасно выражена (мощность более 1 см).

Fig. 6. Distribution of the oxidation zone in 2004 in the eastern part of the Gulf of Finland according to data of Sevmorgeo.

1 — there is no oxidation zone, 2 — the oxidation zone in the form of a film, 3 — the oxidation zone is well expressed (thickness up to 1 cm), 4 — the oxidation zone is well expressed (thickness more than 1 cm).

В западной части седиментационного бассейна IVb гипоксия была установлена на станциях 9F (O_2 — 0,93 мг/л), 10F (O_2 — 1,10 мг/л) и 11F (O_2 — 1,86 мг/л) (рис. 5). На этих участках дна при работах 1989—1992 гг. наблюдалась пленка окисленного наилка мощностью от первых мм до 1 см (точки пробоотбора ВСЕГЕИ 89-175, 91-627 и 92-843 соответственно). При работах «Севморгео» в 2003 г. на этих станциях была описана зона окисления мощностью более 1 см, в 2004 г. — тонкая пленка окисленного наилка на станциях 10F и 11F и окисленные алевропелитовые осадки мощностью до 1 см на станции 9F.

Станция 8F (O_2 — 1,10 мг/л) расположена в седиментационном бассейне Копорского залива (IIIa). По данным пробоотбора ВСЕГЕИ (точка 89—183), в 1989 г. на поверхности дна здесь наблюдались желтовато-бурые алевропелиты мощностью около 1 см.

Станции 2L (O_2 — 0,58 мг/л) и 3L (O_2 — 1,17 мг/л) характеризуют седиментационный бассейн Лужской губы. В районе станции 2L находятся точки пробоотбора ВСЕГЕИ 91—388 и 91—640, на которых в 1991 г. описаны окисленные поверхностные осадки мощностью в мм.

Станции 4L (O_2 — 1,42 мг/л) и 17F (O_2 — 1,54 мг/л) находятся в части седиментационного бассейна Выборгского залива, расположенной между островами Сескар и Мощный. По данным пробоотбора ВСЕГЕИ (точка 90—86), поверхностные осадки в районе станции 4L в 1990 г. были представлены серо-желтым разжиженным алевропелитовым наилком, содержащим до 20 % песчаных частиц. Такой тип отложений является типичным для устойчивой окислительной обстановки. Станция 17F совпадает по расположению с точками пробоотбора 99—319, где поверхностные осадки в 1999 г. были представлены зоной окисления мощностью до 1 см и F41b, опробованной в ходе рейса на НИС «Аранда» в 2009 г. Мощность светло-коричневого разжиженного флокулированного наилка зоны окисления составляла 2 см. В осадке отмечались многочисленные ходы бентосных животных и живые экземпляры полихет *Marenzelleria*.

Таким образом, в 2010 г. окислительно-восстановительные условия в наиболее восточных седиментационных бассейнах Финского залива принципиально изменились. На станциях западной части залива (20F, 9F5, 24F, 28F, 29F, 31F, 32F и 35F) гипоксия, как уже упоминалось, фиксировалась ранее. На станции 2UGMS гипоксия (O_2 — 1,22 мг/л) в 2010 г. была зафиксирована впервые с начала наблюдений в 1999 г. По данным пробоотбора ВСЕГЕИ в 2000 г. (точка 00—35), поверхностный слой донных отложений был представлен бурыми разжиженными алевропелитами с примесью зерен тонкозернистого песка и мелких дробовидных ЖМК, что также является индикатором устойчивой кислородной обстановки.

Несмотря на резкое ухудшение условий, биомасса бентоса в 2010 г. не только не снизилась, как это происходило в прошлом при аналогичных ситуациях, в связи с тем, что газовый режим придонных вод был основным фактором, контролирующим развитие макрозообентоса в открытых районах залива, но даже увеличилась [30]. Это было связано с эффектом бурного развития толерантных к гипоксии полихет *Marenzelleria arctica*, активная инвазия которых в российские воды

Финского залива началась, вероятно, в 2008 г., а в 2008—2009 гг. биомасса зообентоса на илистых грунтах в глубоководных районах залива выросла в 45 раз [31]. Последствия инвазии и ее влияние на кислородный режим придонной среды подробно описаны в публикациях [31—33].

В 2011 г. по данным гидрохимического мониторинга (37 станций наблюдения) гипоксия наблюдалась лишь на одной станции 4I (1,6 мг/л) (рис. 5 з). Низкое содержание кислорода в придонной воде зафиксировано на трех станциях в западной части исследуемой площади (35F — 2,7 мг/л; 4UGSM — 2,6 мг/л и 28F — 2,1 мг/л) и в седиментационном бассейне между островами Сескар и Малый (2I — 2,2 мг/л). Содержание кислорода, в целом, оставалось достаточно низким, на четырех станциях оно было ниже 3 мг/л, еще на восьми — ниже 4 мг/л. Максимальная концентрация кислорода составила 9,1 мг/л (станция 19F). К 2012 г. ситуация нормализовалась: гипоксии не было зафиксировано ни на одной из 41 станций гидрохимического мониторинга, хотя уровень насыщения придонных вод кислородом оставался относительно низким (среднее 6,7 мг/л, максимальное — 8,9 мг/л (станция 11F5), минимальное — 3,4 мг/л (36F)).

В последующие годы (рис. 7) до завершения в 2016 г. мониторинговых работ по расширенной сетке станций обширных аноксийно-гипоксийных условий в восточной части Финского залива не отмечалось [34]. Исключением является 2014 г., когда аноксийно-гипоксийные условия отмечались на станциях, расположенных в глубоководной части залива (9F5, 35F, 36F, 33F, 4UGMS), что связано с затоком вод повышенной солености из западной части залива: значения солености на указанных станциях превышали 8 промилле при обычных 5 промилле.

Институтом Карпинского в рамках проекта «Государственный мониторинг состояния недр прибрежно-шельфовой зоны Балтийского, Белого и Баренцева морей» выполнялся пробоотбор на нескольких участках дна Финского залива. Ежегодные работы проводились с 2011 г. в восточной части Копорского залива (в районе станции 5F), а с 2016 г. — в седиментационном бассейне в районе о-ва Гогланд (полигон включает станции 35F и 4UGMS), (табл. 1). Данные о наличии/отсутствии зоны окисления на поверхности донных отложений и Eh придонной воды являются дополнительным источником информации о кислородном режиме восточной части Финского залива, особенно для промежутков времени, когда гидрохимический мониторинг не выполнялся. Согласно полученным данным, неблагоприятные кислородные условия в районе исследований в 2017 г.: к югу от станции 35F был выполнен пробоотбор на 34 станциях. Бурый наилкок зоны окисления наблюдался на 14 станциях, на остальных станциях осадки были представлены черными газонасыщенными пелитовыми алевритами, характерными для условий недостатка кислорода. Измеренные показатели Eh придонной воды над восстановленными осадками находились в диапазоне от –76 мВ до 210 мВ. В 2018 г. и 2019 г. в районе о-ва Гогланда донные отложения характеризовались развитой зоной окисления, что свидетельствует об отсутствии ярко выраженных гипоксийных явлений.

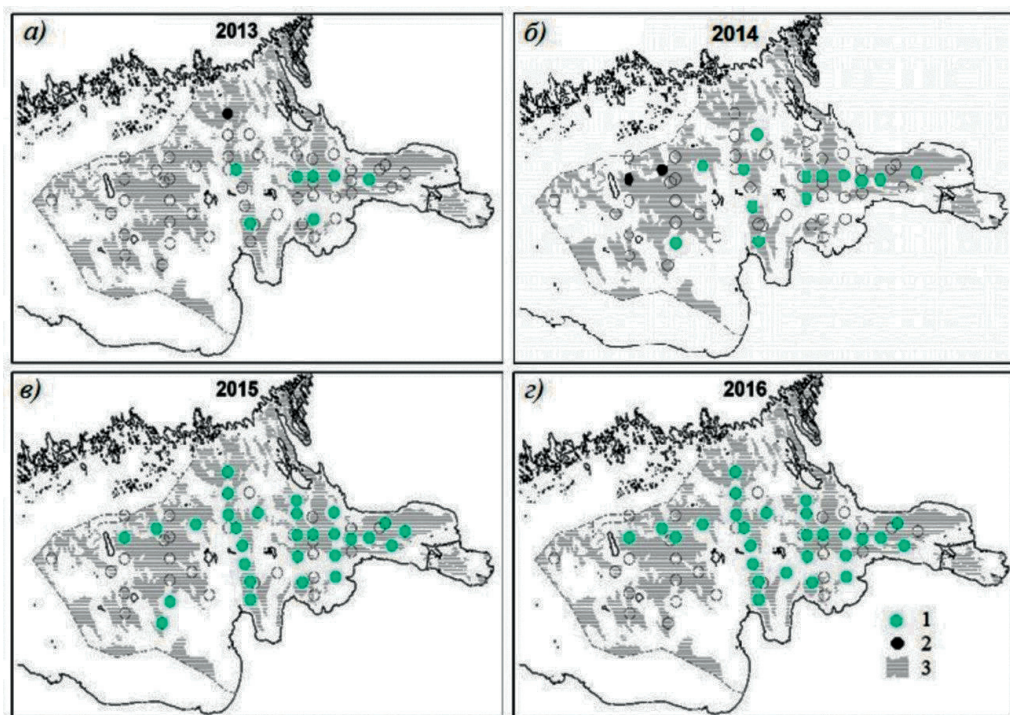


Рис. 7. Карты пространственной изменчивости содержания растворенного кислорода в придонных водах по данным мониторинговых наблюдений РГГМУ.

a) 2013 г., б) 2014 г., в) 2015 г., г) 2016 г. 1 — станции с наличием кислорода, 2 — станции с гипоксией, 3 — площади алевропелитовой аккумуляции.

Fig. 7. Maps of spatial variability of dissolved oxygen content in the bottom waters according to monitoring observations of RSHU.

a) 2013, б) 2014, в) 2015, г) 2016. 1 — stations with oxygen, 2 — stations with hypoxia, 3 — areas of aleuropelite accumulation.

Таблица 1

Межгодовая изменчивость количества станций с зоной окисления и без в седиментационном бассейне в районе о-ва Гогланд

Interannual variability of the number of stations with and without an oxidation zone in the sedimentation basin near Gogland Island

Год опробования	Количество станций	Осадки с зоной окисления	Станции, на которых зона окисления отсутствует
2016	13	9	4
2017	34	14	17
2018	26	18	8
2019	27	17	10
2020	21	16	5

Окончание табл. 1

Год опробования	Количество станций	Осадки с зоной окисления	Станции, на которых зона окисления отсутствует
2021	9	7	2
2022	12	4	8
2023	11	10	1
2024	15	11	4
2025	13	6	7

С 2020 г. в выполнялся пробоотбор в Лужской губе и прилегающей к ней части акватории Финского залива (до о-ва Сескар). В 2020 г. точки пробоотбора располагались в седиментационном бассейне IIIb между станциями мониторинга 1L и 2L. Поверхность дна была покрыта темно-зеленовато-серыми пелитовыми алевролитами, на поверхности которых наблюдалась мощная зона окисления (до 2 см). Eh придонной воды составил от 240 до 270 мВ. Аналогичные результаты (Eh 230) были получены для точки, расположенной между станцией 6F5 и о-ва Сескар.

В 2021 г., 2022 г. и 2025 г. гидрохимические исследования были выполнены на станциях по трансекте с запада на восток в центральной части залива (рис. 8). В 2021 г. гидрохимические исследования выполнялись на семи станциях по трансекте с запада на восток в центральной части залива (35F, 4UGSM, 10F, 3F5, 5F, 6F, 4F). На всех станциях содержание кислорода в придонной воде превышало 2,0 мг/л (от 2,9 мг/л на станции 35F до 7,7 мг/л на станции 10F) (рис. 8 а). Мониторинг, выполненный в 2022 г. на десяти станциях, также не выявил гипоксии (рис. 8 б), хотя на станции 35F содержание кислорода снизилось до 2,46 мг/л. Однако ухудшение окислительно-восстановительных условий зафиксированы пробоотбором в 2022 г. На восьми из обследованных 12 геологических станций зона окисления отсутствовала, поверхностные осадки были представлены черными газонасыщенными илами; на четырех станциях визуально наблюдалось выделение газа и отмечался резкий запах H₂S. Eh придонной воды на станциях, где на поверхности дна фиксировался бурый наиллок зоны окисления находился в пределах от 94 до 123 мВ, на всех станциях, где наиллок отсутствовал, этот показатель имел отрицательные значения (от –90 до –54 мВ).

В 2023 г. и 2024 г. гидрохимический мониторинг не выполнялся.

При работах, выполненных в ходе рейса НИС «Академик Борис Петров» в июне 2025 г., гипоксия была зафиксирована на станции 4UGMS, где содержание кислорода в придонной воде составило 0,25 мг/л (рис. 8 в). Поверхностные осадки (0—12 см) здесь представлены разжиженными черными алевропелитами, с резким запахом сероводорода. На глубине керна 12 см они постепенно переходят в черный алевропелит с мелкими зеленовато-серыми вкраплениями и линзочками мощностью около 1 мм (текстура осадка слабо крапчатая). Ниже на всю отобранную длину керна осадок имеет темно-зеленовато-серый цвет, местами — до черного, слабо проявленная слоистость отмечается на интервалах 30—33 см и 40—46 см.

Расширение зоны недостатка кислорода было отмечено также в ходе геологического мониторинга. На семи станциях из тринадцати зона окисления

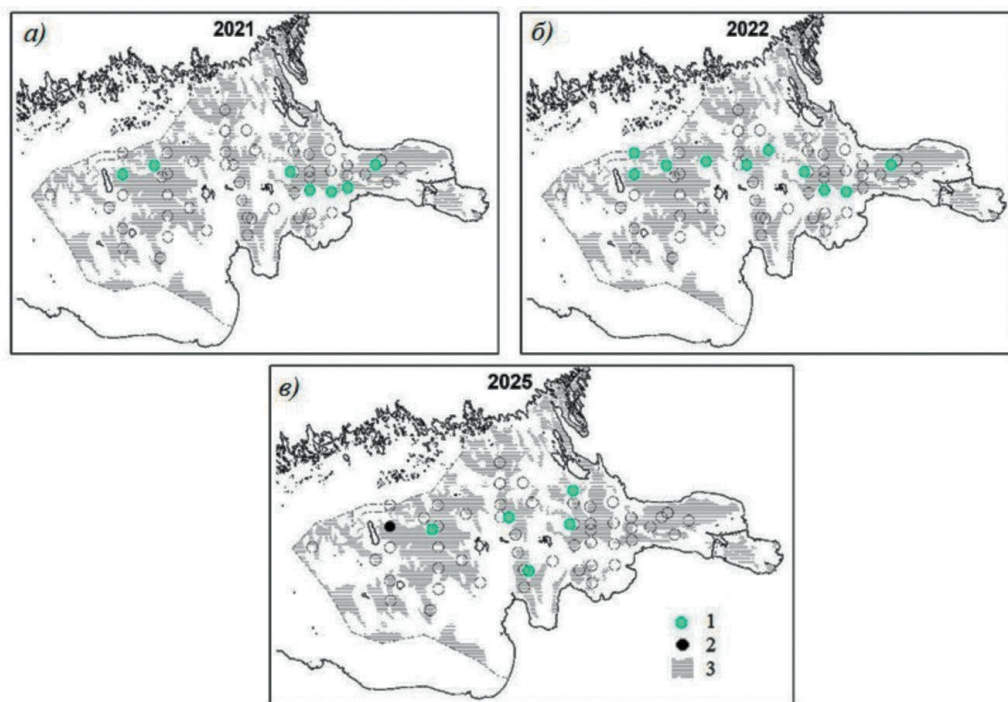


Рис. 8. Карты пространственной изменчивости содержания растворенного кислорода в придонных водах по данным мониторинговых станций наблюдений РГГМУ.

а) 2021 г., б) 2022 г., в) 2025 г. 1 — станции с наличием кислорода, 2 — станции с гипоксией, 3 — площади алевропелитовой аккумуляции.

Fig. 8. Maps of spatial variability of dissolved oxygen content in the bottom waters according to monitoring observations of RSHU.

а) 2021, б) 2022, в) 2025. 1 — stations with oxygen, 2 — stations with hypoxia, 3 — areas of aleuropelite accumulation.

отсутствовала. Близкие к критическим значениям (O_2 — 2,1 мг/л) установлены в 2025 г. также на станции 9F5. С поверхности осадка здесь наблюдался бурый алевропелитовый наилкок мощностью менее 1 см, переходящий вниз по разрезу в черный разжиженный алевропелит. На станции 17F мощность окисленного слоя пелитовых алевролитов составляет около 1 см. На станции 12F отобраны светло-бурые алевропелиты. Поверхностные отложения станции 10F представлены бурыми микритами (сильно заиленные разномзернистые пески с гравием, единичной галькой и железо-марганцевыми корками) мощностью до 2 см. Таким образом, описание донных отложений в 2025 г. полностью соответствует результатам измерений содержания кислорода в придонной воде.

Анализ изменения содержания кислорода в придонной воде по всем станциям и по отдельным седиментационным бассейнам (рис. 9) показал, что за исследованный период в 2010 г. аноксийно-гипоксическим условиям были подвержены



Рис. 9. Содержание растворенного кислорода (мг/л) в придонной воды на станциях мониторинга РГГМУ в седиментационных бассейнах восточной части Финского залива.

а) седиментационный бассейн I, б) седиментационный бассейн II,
 в) седиментационный бассейн III-1, г) седиментационный бассейн III-2,
 д) седиментационный бассейн IV-1, е) седиментационный бассейн IV-2.

Fig. 9. Dissolved oxygen content (mg/l) in bottom water at the RSHU monitoring stations in the sedimentation basins of the eastern part of the Gulf of Finland.

a) sedimentation basin I, б) sedimentation basin II,
 в) sedimentation basin III-1, г) sedimentation basin III-2,
 д) sedimentation basin IV-1, е) sedimentation basin IV-2.

все седиментационные бассейны (номера бассейнов указаны на рис. 1), в то время как в 2003 г. гипоксией явлениями не были охвачены самый восточный, III и IV бассейны (Лужская и Копорская губа).

Заключение

Специфическими особенностями осадконакопления восточной части Финского залива является батиметрический контроль процессов алевропелитового осадконакопления, которые происходят в пределах относительно пониженных участков дна залива, т. е. в локальных седиментационных бассейнах. При этом глубина накопления илов закономерно увеличивается от 5 м в Невской губе до 60—65 м в районе о-ва Гогланд. Скорость осадконакопления в пределах седиментационных бассейнов варьируется от 1—2 мм/год до 1,3 см/год.

Явление гипоксии, наблюдаемое в восточной части Финского залива, отличается существенной временной изменчивостью и обусловлено, главным образом, интенсивностью затоков придонных вод из открытой Балтики. Однако гидрометеорологические факторы (жаркое лето и суровая зима), как в случае 2010 г., создали условия для формирования сильной стратификации вод, что обусловило возникновение наиболее обширной по площади гипоксии, под воздействием которой оказались все седиментационные бассейны. В глубоководных районах гипоксия отмечается в течение всего года. В восточной, мелководной части залива, придонные слои обеднены кислородом только в летний период, а затем под действием ветро-волнового перемешивания в осенний период происходит их обогащение кислородом.

Список литературы

1. Еремина Т. Р., Максимов А. А., Волощук Е. В. Влияние изменчивости климата на кислородный режим глубинных вод восточной части Финского залива // *Океанология*. 2012. Т. 52, № 6. С. 836—845.
2. Еремина Т. Р., Владимирова О. М., Савчук О. П. Влияние изменения климата и биогенной нагрузки на состояние экосистемы Балтийского моря по результатам моделирования / Тезисы докладов Всерос. науч. конф. Моря России: Вызовы отечественной науки. Севастополь: ФГБУН Федер. Исслед. центр «Морской гидрофизический институт РАН», 2022. С. 303—304.
3. Владимирова О. М., Еремина Т. Р., Исаев А. В. и др. Модельные оценки составляющих баланса азота и фосфора в экосистеме Финского залива // *Ученые Записки РГГМУ*. 2018. Вып. 53, С. 72—82.
4. Kotilainen A. T., Arppe L., Dobosz S. et al. Echoes from the past: a healthy Baltic Sea requires more effort // *AMBIO*. 2014. 43. P. 60—68. doi: 10.1007/s13280-013-0477-4.
5. Warden L., Moros M., Neumann T. et al. Climate induced human demographic and cultural change in northern Europe during the mid Holocene // *Scientific reports*. 2017. 7 (1). P. 1—11. doi: 10.1038/s41598-017-14353-5.
6. Zillén L., Conley D. J., Andrén Th. E. et al. Past occurrences of hypoxia in the Baltic Sea and the role of climate variability, environmental change and human impact // *Earth—Science Reviews*. 2008. 91. P. 77—92. doi: 10.1016/j.earscirev.2008.10.001.
7. Vallius H. Heavy metal concentrations in sediment cores from the northern Baltic Sea: Declines over the last two decades // *Marine Pollution Bulletin*. 2014. 79. P. 359—364. doi: 10.1016/j.marpolbul.2013.11.017.
8. Vallius H. Sediment geochemistry studies in the Gulf of Finland and the Baltic Sea: a retrospective view // *Baltica*. 2016. 29 (1). P. 57—64. doi: 10.5200/baltica.2016.29.06.

9. Ryabchuk D., Vallius H., Zhamoida V. et al. Pollution history of Neva Bay bottom sediments (eastern Gulf of Finland, Baltic Sea) // *Baltica*. 2017. 30 (1). P. 31–46. doi: 10.5200/baltica.2017.30.04.
10. Savchuk O. P., Wulff F. Long-term modeling of large-scale nutrient cycles in the entire Baltic Sea // *Hydrobiologia*. 2009. Vol. 629. No. 1. P. 209–224. doi: 10.1007/s10750-009-9775-z.
11. Ryabchuk D. V., Sergeev A. Yu., Prishchepenko D. V. et al. Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene // *Boreas*. 2021. Vol. 50. P. 381–403. doi: 10.1111/bor.12500.
12. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
13. Zhamoida V., Grigoriev A., Gruzlov K., Ryabchuk D. The influence of ferromanganese concretions-forming processes in the eastern Gulf of Finland on the marine environment // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 2007. 45. P. 21–32.
14. Zhamoida V., Grigoriev A., Ryabchuk D. et al. Ferromanganese concretions of the eastern Gulf of Finland — Environmental role and effects of submarine mining // *Journal of Marine Systems*. 2017. 172. P. 178–187. doi: 10.1016/j.jmarsys.2017.03.009.
15. Prishchepenko D. V., Ryabchuk D. V., Zhamoida V. A. et al. Main trends and results of 300-years anthropogenic impact on the geological environment and ecosystem of the Eastern Gulf of Finland // *Continental Shelf Research*. 2023. Vol. 265. P. 105058. doi: 10.1016/j.csr.2023.105058.
16. Шатрова О. В., Еремина Т. Р., Ланге Е. К. Анализ изменчивости параметров эвтрофирования в Финском заливе по данным натурных наблюдений // *Ученые записки РГГМУ*. 2016. № 44. С. 129–140.
17. Zhamoida V. A., Butylin W. P., Glasby G. P., Popova I. A. The nature of ferromanganese concretions from the eastern gulf of Finland, Baltic Sea // *Marine Georesources & Geotechnology*. 1996. Vol. 14 (2). P. 161–176. doi: 10.1080/10641199609388309.
18. Grigoriev A. G., Zhamoida V. A., Glasby G. P. Distribution of radionuclides in ferromanganese concretions associated sediments from the northern-eastern Gulf of Finland // *Baltica*. 2004. Vol. 17 (2). P. 63–70.
19. Vallius H. Recent sediments of the Gulf of Finland: an environment affected by the accumulation of heavy metals. PhD Thesis, Åbo Academi University. Turku, 1999. 111 p.
20. Vallius H., Ryabchuk D., Kotilainen A. Distribution of heavy metals and arsenic in the soft surface sediments of the coastal area off Kotka, north-eastern Gulf of Finland, Baltic Sea // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 2007. 45. P. 31–46.
21. Ульянова М. О., Сивков В. В., Баширова Л. Д. и др. Океанологические исследования Балтийского моря в 51—м рейсе ПС «Академик Сергей Вавилов» (июнь—июль 2021 г.) // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 4. С. 667–669. doi: 10.31857/S003015742204013X.
22. Нежиховский Р. А. Вопросы гидрологии р. Невы и Невской губы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 108 с.
23. Шмакова М. В. Сток рек северо-запада РФ // *Географический вестник*. 2021. №2(57). С. 65–74.
24. Сухачева Л. Л., Орлова М. И. О применении результатов спутниковых наблюдений восточной части Финского залива для оценки воздействия естественных и антропогенных факторов на состояние акватории и биотических компонентов экосистемы // *Региональная экология*. 2014. № 1—2 (35). С. 62–76.
25. Григорьев А. Г. Закономерности распределения и накопления радионуклидов в донных отложениях Балтийского моря. Авт. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. 2003, СПб, 25 с.
26. Lukkari K., Leivuori M., Vallius H., Kotilainen A. The chemical character and burial of phosphorus in shallow coastal sediments in the northeastern Baltic Sea // *Biochemistry*. 2009. 94. P. 141–162.
27. Исаев А. В. Количественные оценки пространственно-временной изменчивости абиотических характеристик экосистемы восточной части Финского залива на основе данных наблюдений и математического моделирования: Авт. На соискание ученой степени канд. геогр. наук. 2010, СПб. 21 с.
28. Информационный бюллетень №9: Состояние геологической среды континентального шельфа Балтийского, Белого и Баренцева морей. СПб.: изд-во ФГУНПП «Севморгео», 2007. 55 с.
29. Еремина Т. Р., Карлин Л. Н. Современные черты гидрохимических условий в восточной части Финского залива / Экосистема эстуария реки Невы: биологическое разнообразие и экологические проблемы. М.: ООО Тов-во науч. изд. КМК, 2008. С. 24–38.

30. Максимов А. А. Межгодовая и многолетняя динамика макрозообентоса на примере вершины Финского залива. СПб.: Нестор-История, 2018. 260 с.
31. Волощук Е. В., Еремина Т. Р., Рябченко В. А. Моделирование биогеохимических процессов в донных отложениях в восточной части Финского залива с использованием диагенетической модели // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2015. Т. 8. № 4. С. 106—113.
32. Maximov A., Bonsdorff E., Eremina T. et al. Context-dependent consequences of *Marenzelleria spp.* (Spionidae: Polychaeta) invasion for nutrient cycling in the Northern Baltic Sea // *Oceanologia*. 2015. Vol. 57, No. 4. P. 342—348. Doi: 10.1016/j.oceano.2015.06.002.
33. Еремина Т. Р., Волощук Е. В., Максимов А. А. Оценка биогеохимических изменений в донных отложениях восточной части Финского залива вследствие вселения полихет *Marenzelleria spp.* по данным наблюдений и результатам моделирования // *Известия Русского географического общества*. 2016. Т. 148, № 1. С. 55—71.
34. Волощук Е. В., Еремина Т. Р., Ланге Е. К., Аверкиев А. С. Влияние климатических изменений и антропогенной деятельности на гидрометеорологический режим и состояние экосистемы Финского залива Балтийского моря // *Гидрометеорология и экология*. 2023. № 72. С. 493—511. doi: 10.33933/2713-3001-2023-72-493-511.

References

1. Eremina T. R., Maximov A. A., Voloshchuk E. V. Effects of climatic variability on deep-water oxygen conditions in the Eastern Gulf of Finland. *Okeanologia = Oceanology*. 2012; 52(6):(836—845). (In Russ.).
2. Eremina T. R., Vladimirova O. M., Savchuk O. P. The impact of climate change and biogenic load on the state of the Baltic Sea ecosystem based on modeling results. *The seas of Russia: challenges of Russian science: Proceedings of the International Scientific conference*, Sevastopol, September 26-30, 2022. Marine Hydrophysical Institute, 2022. (303—304). (In Russ.).
3. Vladimirova O. M., Eremina T. R., Isaev A. V. et al. Model estimates of nitrogen and phosphorus budget components for the Gulf of Finland ecosystem. *Uchenye zapiski Rossijsko gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta = Proceedings of Russian State Hydrometeorological University*. 2018; (53): (72—82). (In Russ.).
4. Kotilainen A. T., Arppe L., Dobosz S. et al. Echoes from the past: a healthy Baltic Sea requires more effort. *AMBIO*. 2014; (43): 60—68. doi: 10.1007/s13280-013-0477-4.
5. Warden L., Moros M., Neumann T. et al. Climate induced human demographic and cultural change in northern Europe during the mid Holocene. *Scientific reports*. 2017; 7(1): 1—11. doi: 10.1038/s41598-017-14353-5.
6. Zillén L., Conley D. J., Andrén Th. E. et al. Past occurrences of hypoxia in the Baltic Sea and the role of climate variability, environmental change and human impact. *Earth—Science Reviews*. 2008; (91): 77—92. doi: 10.1016/j.earscirev.2008.10.001.
7. Vallius H. Heavy metal concentrations in sediment cores from the northern Baltic Sea: Declines over the last two decades. *Marine Pollution Bulletin*. 2014; (79): 359—364. doi: 10.1016/j.marpolbul.2013.11.017.
8. Vallius H. Sediment geochemistry studies in the Gulf of Finland and the Baltic Sea: a retrospective view. *Baltica*. 2016; 29 (1): 57—64. doi: 10.5200/baltica.2016.29.06.
9. Ryabchuk D., Vallius H., Zhamoïda V. et al. Pollution history of Neva Bay bottom sediments (eastern Gulf of Finland, Baltic Sea). *Baltica*. 2017; 30(1): 31—46. doi: 10.5200/baltica.2017.30.04.
10. Savchuk O. P., Wulff F. Long-term modeling of large-scale nutrient cycles in the entire Baltic Sea. *Hydrobiologia*. 2009; 629(1): 209—224. doi: 10.1007/s10750-009-9775-z.
11. Ryabchuk D. V., Sergeev A. Yu., Prishchepenko D. V. et al. Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene. *Boreas*. 2021; (50): 381—403. doi: 10.1111/bor.12500.
12. *Atlas geologicheskikh i ekologo-geologicheskikh kart Rossijskogo sektora Baltijskogo morya*. Atlas of geological and ecological-geological maps of the Russian sector of the Baltic Sea. SPb: VSEGEI, 2010: 78 p. (In Russ.).

13. Zhamoida V., Grigoriev A., Gruzдов K., Ryabchuk D. The influence of ferromanganese concretions-forming processes in the eastern Gulf of Finland on the marine environment. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 2007; (45): 21—32.
14. Zhamoida V., Grigoriev A., Ryabchuk D. et al. Ferromanganese concretions of the eastern Gulf of Finland — Environmental role and effects of submarine mining. *Journal of Marine Systems*. 2017; (172): 178—187. doi: 10.1016/j.jmarsys.2017.03.009.
15. Prishchepenko D. V., Ryabchuk D. V., Zhamoida V. A. et al. Main trends and results of 300-years anthropogenic impact on the geological environment and ecosystem of the Eastern Gulf of Finland. *Continental Shelf Research*. 2023; (265): 105058. doi: 10.1016/j.csr.2023.105058.
16. Shatrova O. V., Eremina T. R., Lange E. K. Analysis of variability of eutrophication parameters in the Gulf of Finland based on field observations. *Uchenye zapiski RGGMU = Scientific notes of RSHU*. 2016; (44): (129—140). (In Russ.).
17. Zhamoida V. A., Butylin W. P., Glasby G. P., Popova I. A. The nature of ferromanganese concretions from the eastern gulf of Finland, Baltic Sea. *Marine Georesources & Geotechnology*. 1996; 14(2): 161—176. doi: 10.1080/10641199609388309.
18. Grigoriev A. G., Zhamoida V. A., Glasby G. P. Distribution of radionuclides in ferromanganese concretions associated sediments from the northern-eastern Gulf of Finland. *Baltica*. 2004; 17(2): 63—70.
19. Vallius H. Recent sediments of the Gulf of Finland: an environment affected by the accumulation of heavy metals. Turku. 1999: 111 p.
20. Vallius H., Ryabchuk D., Kotilainen A. Distribution of heavy metals and arsenic in the soft surface sediments of the coastal area off Kotka, north-eastern Gulf of Finland, Baltic Sea. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 2007; (45): 31—46.
21. Ulyanova M. O., Sivkov V. V., Bashirova L. D. et al. Oceanological research of the Baltic Sea on the 51st cruise P/V«Akademik Sergey Vavilov» (June—July 2021). *Okeanologiya = Oceanology*. 2022; 62(4): (667—669). doi: 10.31857/S003015742204013X. (In Russ.).
22. Nezhilovsky R. A. *Voprosy gidrologii r. Nevy i Nevskoj guby = Issues of hydrology of the Neva River and the Neva Bay*. Leningrad: Hydrometeoizdat. 1988: 108p. (In Russ.).
23. Shmakova M. V. River flow in the north—west of the Russian Federation. *Geograficheskij vestnik = Geographical Bulletin*. 2021; 2(57): (65—74). (In Russ.).
24. Sukhacheva L. L., Orlova M. I. On the application of the results of satellite observations of the eastern part of the Gulf of Finland to assess the impact of natural and anthropogenic factors on the state of the water area and biotic components of the ecosystem. *Regionalnaya ekologiya = Regional ecology*. 2014; 1—2 (35): (62—76). (In Russ.).
25. Grigoriev A. G. *Zakonornosti raspredeleniya i nakopleniya radionuklidov v donnyh otlozheniyah Baltijskogo moray = Patterns of distribution and accumulation of radionuclides in the bottom sediments of the Baltic Sea*. PhD thesis. SPb. 2003: 25 p. (In Russ.).
26. Lukkari K., Leivuori M., Vallius H., Kotilainen A. The chemical character and burial of phosphorus in shallow coastal sediments in the northeastern Baltic Sea. *Biochemistry*. 2009; (94): 141—162.
27. Isaev A. V. *Kolichestvennye ocenki prostranstvenno-vremennoj izmenchivosti abioticheskikh harakteristik ekosistemy vostochnoj chaste Finskogo zaliva na osnove dannyh nablyudenij i matematicheskogo modelirovaniya = Quantitative estimates of the spatial and temporal variability of the abiotic characteristics of the eastern part of the Gulf of Finland ecosystem based on observational data and mathematical modeling*. PhD thesis. SPb. 2010:21 p. (In Russ.).
28. *Informacionnyj byulleten' № 9: Sostoyanie geologicheskoy sredy kontinental'nogo shel'fa Baltijskogo, Belogo i Barenceva morej = Newsletter No. 9: The state of the geological environment of the continental shelf of the Baltic, White and Barents Seas*. SPb: «Sevmorgeo». 2007: 55 p. (In Russ.).
29. Eremina T. R., Karlin L. N. *Sovremennyye cherty gidrohimiicheskikh uslovij v vostochnoj chaste Finskogo zaliva = Modern features of hydrochemical conditions in the eastern part of the Gulf of Finland*. Ecosystem of the Neva River estuary: biological diversity and environmental problems. M.: OOO Tov—vo nauch. izd. KMK. 2008: 24—38. (In Russ.).
30. Maximov A. A. *Mezhgodovaya i mnogoletnyay dinamika makrozoobentosa na primere vershiny Finskogo zaliva = Interannual and long-term dynamics of macrozoobenthos on the example of the top of the Gulf of Finland*. SPb: Nestor-Istoriya. 2018: 260 p. (In Russ.).

31. Voloshchuk E. V., Eremina T. R., Ryabchenko V. A. Modeling of biogeochemical processes in bottom sediments in the eastern part of the Gulf of Finland by means of diagenetic model. *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika = Fundamental and applied hydrophysics*. 2015; 8(4): (106—113). (In Russ.).
32. Maximov A., Bonsdorff E., Eremina T. et al. Context-dependent consequences of *Marenzelleria spp.* (Spionidae: Polychaeta) invasion for nutrient cycling in the Northern Baltic Sea. *Oceanology*. 2015; 57(4): 342—348. doi: 10.1016/j.oceano.2015.06.002.
33. Eremina T. R., Voloshchuk E. V., Maximov A. A. Assessment of biogeochemical changes in the bottom sediments of the eastern part of the Gulf of Finland due to invasion of polychaetes *Marenzelleria spp.* on observational data and modeling results. *Izvestiya RGO = News of RGS*. 2016; 148(1): (55—71). (In Russ.).
34. Voloshchuk E. V., Eremina T. R., Lange E. K., Averkiev A. S. The impact of climate change and anthropogenic activities on the hydrometeorological regime and the state of the ecosystem of the Gulf of Finland of the Baltic Sea. *Gidrometeorologiya i ekologiya = Hydrometeorology and ecology*. 2023; (72): (493—511). doi: 10.33933/2713-3001-2023-72-493-511. (In Russ.).

Информация об авторах

Рябчук Дарья Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории спутниковой океанографии, Российский государственный гидрометеорологический университет, Daria_Ryabchuk@mail.ru.

Ерёмина Татьяна Рэмовна, кандидат физико-математических наук, доцент, ведущий научный сотрудник лаборатории спутниковой океанографии, Российский государственный гидрометеорологический университет, Tanya.er@gmail.com.

Сергеев Александр Юрьевич, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник Арктической лаборатории, Российский государственный гидрометеорологический Университет, Alexander_Sergeev@karpinskyinstitute.ru.

Рыбалко Александр Евменьевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Лаборатории геомониторинга недр, ФГБУ «ВНИИОкеангеология», okeangeo@vniio.ru.

Жамойда Владимир Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Отдела региональной геоэкологии и морской геологии, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского.

Григорьев Андрей Глебович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник отдела региональной геоэкологии и морской геологии, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского.

Волощук Екатерина Васильевна, кандидат географических наук, научный сотрудник Арктической лаборатории, Российский государственный гидрометеорологический университет, Ketrin492006@mail.ru.

Дьячковский Роман Андреевич, инженер-исследователь, Санкт-Петербургский государственный университет.

Евдокименко Антон Владимирович, инженер 1 категории отдела региональной геоэкологии и морской геологии, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского.

Information about authors

Daria V. Ryabchuk, PhD (geological and mineralogical sciences), Senior Researcher at the Laboratory of Satellite Oceanography, Russian State Hydrometeorological University.

Tatiana R. Eremina, (Phys. and Math. Sci.), Associate Professor, Leading Researcher at the Laboratory of Satellite Oceanography, Russian State Hydrometeorological University.

Alexander Yu. Sergeev, PhD (geological and mineralogical sciences), Researcher at the Arctic Laboratory, Russian State Hydrometeorological University.

Alexander E. Rybalko, Doctor (geological and minareological sciences), leading Researcher at the Laboratory of Geomonitoring of the Subsoil, «VNIIOkeangeologiya».

Д. В. РЯБЧУК, Т. Р. ЕРЕМИНА, А. Ю. СЕРГЕЕВ и др.

Vladimir A. Zhamoida, PhD (geological and mineralogical sciences), leading Researcher at the Department of Regional Geoecology and Marine Geology, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute.

Andrey G. Grigoriev, PhD (geological and mineralogical sciences), Senior Researcher at the Department of Regional Geoecology and Marine Geology, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute.

Ekaterina V. Voloshchuk, PhD (geogr. sciences), Researcher at the Arctic Laboratory, Russian State Hydrometeorological University.

Roman A. Dyachkovsky, Research Engineer, Saint-Petersburg State University.

Anton V. Evdokimenko, 1st Category Engineer of the Department of Regional Geoecology and Marine Geology, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 10.12.2025

Принята в печать 16.02.2026

The article was received on 10.12.2025

The article was accepted on 16.02.2026

ХРОНИКА

CHRONICLE

Памяти Константина Алексеевича Клеванного



17 декабря на 72 году жизни после тяжелой болезни скончался Константин Алексеевич Клеванный, выпускник океанологического факультета РГГМУ 1976 г., доктор физико-математических наук, автор и создатель известного программного комплекса CARDINAL.

Константин Алексеевич Клеванный родился в 1954 г. Учился в школе в г. Евпатория в Крыму. В 1971 г. поступил в Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ) на океанологический факультет. После успешного окончания ЛГМИ в 1976 г. работал в Проблемной лаборатории ЛГМИ в группе Цунами. Именно тогда он начал заниматься длинноволновыми процессами и их моделированием. В 1979—1981 гг. проходил службу в Военно-воздушных силах Советской Армии в Амурской обл., после чего вернулся на работу в ЛГМИ.

В 1985 г. Константин Алексеевич защитил диссертацию на соискание степени кандидата физико-математических наук. После этого работал в Государственном гидрологическом институте (ГГИ), Ленинградском отделении института «Гидропроект» им. С. Я. Жука, в Управлении по защите Санкт-Петербурга от наводнений («Морзащита»), Северо-Западном Управлении по гидрометеорологии. В 1999 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени доктора физико-математических наук на тему «*Моделирование длинноволновых процессов в геофизической гидродинамике*». В начале 2000-х гг. Константин Алексеевич проходил стажировку в голландской компании ДельфтГидравлик (WL|Delft Hydraulics), где ознакомился с опытом гидродинамического моделирования, методами разработки и внедрения программного обеспечения для защитных сооружений от наводнений. Это помогло ему разработать программный комплекс CARDINAL, ставший одной из первых отечественных моделирующих систем.

Важной заслугой Константина Алексеевича стала разработка системы оперативного прогноза колебаний уровня на основе комплекса гидродинамических моделей, которая используется в прогнозе и предупреждении наводнений на Комплексе защитных сооружений Санкт-Петербурга для принятия решений о закрытии Комплекса в случае критических подъемов уровня в Невской губе. Константин Алексеевич был учредителем и руководителем Общества с ограниченной ответственностью «Кардинал-СОФТ», занимающегося внедрением комплекса CARDINAL в проектные и строительные работы на водных объектах.

К. А. Клеванный участвовал и был руководителем международных и российских проектов, таких как «Интегрированное управление водными ресурсами в Санкт-Петербурге», 1996—1998 гг.; СПУН (Система предупреждения угрозы наводнений), “Flood Risk Analysis for the Gulf of Finland and Saint Petersburg”, project SfP № 981382, 2007—2009 гг.; Физические основы численного моделирования наводнений в Санкт-Петербурге, проект РФФИ № 09-05-01125-а, 2009—2011 гг. и др. Он автор десятков статей, соавтор нескольких монографий. Программный комплекс CARDINAL является сертифицированным программным продуктом и внедрен в учебный процесс на океанологическом факультете.

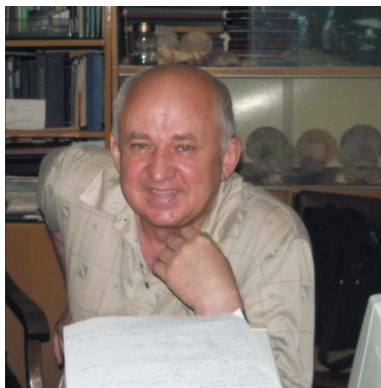
Его работы, консультации и отзывы всегда были профессионально точны, аккуратны и строго обоснованы.

Константин Алексеевич активно участвовал в жизни океанологического факультета и Института гидрологии и океанологии. В течение многих лет он был членом Государственной аттестационной комиссии по приему выпускных квалификационных работ, готовил отзывы и рецензии на статьи, авторефераты и диссертации сотрудников, участвовал в конференциях и семинарах, в совместных проектах. Программный комплекс CARDINAL использовался в учебном процессе, в дипломных проектах студентов и научных работах сотрудников. Помимо успешной научной работы Константин Алексеевич увлекался систематизацией и архивацией биографических данных. Так, он составил обширный фотоальбом «История ЛГМИ и выпуск 1976 г.», в котором каждая фотография подписана и датирована (презентация и альбом размещены на сайте РГГМУ), также восстановил и представил в оцифрованном виде свою родословную с привлечением интересных и достоверных архивных материалов.

Светлая память о Константине Алексеевиче Клеванном навсегда останется в наших сердцах.

Коллеги, друзья, ученики

Памяти Ивана Антоновича Степанюка



28 января 2026 года на 83 году жизни после длительной болезни скончался наш коллега, океанолог, доктор физико-математических наук, профессор Иван Антонович Степанюк.

Иван Антонович родился в 1943 г. на оккупированной территории Белоруссии. В 1958 г. пятнадцатилетним юношей он поступил в Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), с которым связал всю свою жизнь. Здесь, на отделении океанологии, он прошёл путь от студента до профессора, став одним из самых уважаемых и любимых наставников.

В 1964 г. с отличием защитив диплом Иван Антонович начал работать на кафедре океанологии. Своими учителями он считал академических корифеев — профессора Всеволода Тимонова и доцента Константина Дерюгина, который стал его научным руководителем. Уже в 1965 г. Иван Антонович занял должность старшего научного сотрудника. С 1968 г. по 1970 г. он служил в армии в должности инженера-лейтенанта в вертолётном полку в Прибылово, а затем вернулся в альма-матер. Преподавательская карьера стремительно развивалась: ассистент, старший преподаватель, доцент. В 1973 г. он защитил кандидатскую диссертацию, а год спустя вышел его первый фундаментальный труд — учебник «Морская гидрометрия», написанный в соавторстве с К.К. Дерюгиным.

С 1982 г. по 1985 г. Иван Антонович работал в Мурманском филиале ЦНИИ морского флота, затем в ЦНИИ имени академика А.Н. Крылова, но в 1985 г. вновь вернулся в ЛГМИ, чтобы уже не расставаться с ним до 2019 г. В 1991 г. он стал доктором наук, защитив диссертацию, обобщившую его многолетние исследования.

Основные профессиональные интересы Ивана Антоновича Степанюка были связаны с физикой моря, технической океанологией, методами исследований океана. Среди его монографий — «Океанологические измерительные преобразователи» (1986), «Электромагнитное поле океана» (1992, в соавторстве с Ю. П. Дорониным), «Методы специальных океанологических измерений» (2002). В последние годы он сосредоточился на исследовании влияния космогеофизических

факторов на природные процессы. Эти размышления вылились в такие работы, как «Космогеофизические и гидрофизические факторы в морских технологиях» (2008), «Пограничные аспекты геофизики» (2009), «Проблема мониторинга электромагнитных полей КНЧ диапазона» (2014).

Иван Антонович был не только теоретиком, но и страстным исследователем-практиком. Ещё на третьем курсе он вышел в море на легендарном «Седове». Позже его экспедиционные маршруты пролегли через Атлантику, Саргассово и Карибское моря, Арктику, Японское море. Он исследовал электромагнитные сигналы во льдах ледников Кавказа и при сходе лавин. Его перу принадлежит 15 книг, более 200 научных статей, 40 изобретений. Последняя книга — мемуары под псевдонимом «Антон Бельский» — вышла в 2025 году.

Иван Антонович был одним из самых любимых преподавателей многих студентов-океанологов. Он ценил не только профессиональную подготовку, но и общую эрудицию своих учеников. Для многих поколений студентов он останется в памяти, прежде всего, как Учитель. На его специализацию и магистерскую программу «Техническая океанология» всегда был конкурсный отбор. Созданное им Студенческое конструкторское бюро стало местом притяжения для пытливых умов и творческой молодёжи. Эрудиция, увлечённость наукой, личное обаяние Ивана Антоновича зажигали звёзды в сердцах будущих океанологов.

Увлечённость наукой и личное обаяние Ивана Антоновича Степанюка стали путеводной звездой для многих выпускников, нашедших свое место в океанологии! Мы искренне скорбим и выражаем самые глубокие соболезнования родным, близким и всем, кто имел счастье знать этого неординарного человека.

Коллеги, друзья, ученики.

Памяти Дмитрия Викторовича Чаликова



13 февраля 2026 г. на 87 году ушёл из жизни доктор физико-математических наук, профессор, главный научный сотрудник Лаборатории численных экспериментов по динамике океана СПбФ ИО РАН Дмитрий Викторович Чаликов.

Дмитрий Викторович Чаликов родился 22 августа 1939 г. в Ленинграде. Его детство пришлось на тяжелейшие годы войны — он пережил блокаду родного города. В юности Дмитрий Викторович познал цену физического труда: работал кочегаром, грузчиком, выходил в море матросом на траулерах.

В 1963 г. он окончил Ленинградский гидрометеорологический институт, получив специальность «Океанология», и вскоре сам начал передавать знания студентам, преподавая в альма-матер. В последующие годы ему приходилось готовить рецензии на статьи, авторефераты, диссертации и монографии сотрудников университета. Научная деятельность в Академии наук стартовала для него в 1965 г. — Дмитрий Викторович вошел в число первых сотрудников Лаборатории математического моделирования циркуляции атмосферы и океана при Институте океанологии АН СССР.

Его научная биография вместила несколько эпох: от первых опытов по численному моделированию циркуляции атмосферы Венеры до создания принципиально нового направления — совместного прямого моделирования ветровых волн и взаимодействующего с ними пограничного слоя. Со временем Дмитрий Викторович стал одним из ведущих мировых авторитетов в области математического моделирования геофизических процессов. Ему принадлежат авторство теории пограничных слоев океана и атмосферы, десятки работ и несколько фундаментальных монографий.

Период с 1987 г. по 1991 г. отмечен руководством Ленинградским отделом Института океанологии им. П. П. Ширшова. В 90-е и нулевые годы Дмитрий Викторович продолжил исследования за рубежом: сначала в Национальном управлении океанических и атмосферных исследований (NOAA) в Вашингтоне (1991—2002), затем в Мэрилендском университете (2002—2006), а позже — в университетах Свинбурна и Мельбурна в Австралии (2006—2016).

Заслуги Дмитрия Викторовича получили широкое признание. Он имел статус «Житель блокадного Ленинграда» и почетное звание «Почетный работник науки и техники РФ». В 2018 г. ученый был удостоен Премии имени М. И. Будыко за разработку методов численного моделирования циркуляции атмосфер Земли и других планет, а также морских волн с учетом их взаимодействия с ветром. Среди его наград — медаль им. П. П. Ширшова (2021), медаль «300 лет Российской академии наук» (2024), медаль «За заслуги» СПбФ ИО РАН (2024) и Почетная грамота Комитета по науке и высшей школе Правительства Санкт-Петербурга (2026).

Коллегам и ученикам запомнилась не только научная глубина Дмитрия Викторовича, но и его человеческие качества. Природная интеллигентность, широчайший кругозор и богатый жизненный опыт делали его уникальным собеседником. Особый дар проявлялся в публичных выступлениях: сложнейшие научные идеи он умел облечь в изящную, доступную форму, щедро приправляя рассказ мягким юмором и живыми воспоминаниями о совместной работе с ведущими мировыми специалистами. Его самоотверженность, преданность науке, честность и твердость принципов служили для всех нас нравственным ориентиром и источником вдохновения.

Уход Дмитрия Викторовича Чаликова — невосполнимая утрата.

Друзья, коллеги, сотрудники РГГМУ

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 82

НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Литературный редактор Л. В. Кипнес, канд. пед. наук, доцент
Технический редактор М. В. Иванова

Выход в свет 07.04.2026. Формат 70×100 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Электронно-сетевое издание. Усл. печ. л. 12,1875. Заказ № 1513.
Адрес издателя, редакции и типографии: РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., д. 79.

Учредитель: Российский государственный гидрометеорологический университет
