

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



THE RUSSIAN FEDERAL SERVICE
ON HYDROMETEOROLOGY
AND ENVIRONMENTAL PROTECTION

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ



THE STATE SCIENTIFIC CENTER
OF THE RUSSIAN FEDERATION
THE ARCTIC AND ANTARCTIC
RESEARCH INSTITUTE

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Problemy Arktiki i Antarktiki

Том 72, № 1, 2026

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Volume 72, No. 1, 2026

Проблемы Арктики и Антарктики

Научный рецензируемый журнал

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание **Проблемы Арктики.**

Издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Научный рецензируемый журнал открытого доступа **Проблемы Арктики и Антарктики** публикует новые результаты исследований полярных областей Земли в области океанологии, метеорологии, климатологии, гидрологии, гляциологии, ледоведения, гидрохимии, палеогеографии, биологии и экологии полярных регионов, проблем экономической и социальной безопасности Арктики.

Главный редактор

Иванов В.В., д-р физ.-мат. наук, МГУ, Москва, Россия

Заместители главного редактора

Лейченко Г.Л., д-р геол.-минерал. наук, ВНИИО, Санкт-Петербург, Россия

Липенков В.Я., канд. геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Репина И.А., д-р физ.-мат. наук, ИФА РАН, Москва, Россия

Редакционный совет

Председатель редакционного совета

Макаров А.С., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Члены редакционного совета

Каминский В.Д., академик РАН, ВНИИО, Санкт-Петербург, Россия

Котляков В.М., академик РАН, ИГ РАН, Москва, Россия

Матишов Г.Г., академик РАН, ЮНЦ, Ростов-на-Дону, Россия

Пугачев О.Н., академик РАН, ЗИН РАН, Санкт-Петербург, Россия

Румянцев В.А., академик РАН, ИНОЗ РАН, Санкт-Петербург, Россия

Тишков А.А., чл.-корр. РАН, ИГ РАН, Москва, Россия

Ответственный секретарь

Алехина И.А., канд. биол. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Редакция

Литературный редактор

Миненко Е.В., Санкт-Петербург, Россия

Технический редактор

Меркулов А.А., ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Оригинал-макет

Филлипова А.С., ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Редакционная коллегия

Алексеев Г.В., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Бобылев Л.П., канд. физ.-мат. наук, Нансен-центр, Санкт-Петербург, Россия

Вахтин Н.Б., чл.-корр. РАН, ЕУСПБ, Санкт-Петербург, Россия

Григорьев М.Н., д-р геогр. наук, ИМЗ СО РАН, Якутск, Россия

Денисенко С.Г., д-р биол. наук, ЗИН РАН, Санкт-Петербург, Россия

Дивин Д.В., д-р, NPI, Тромсё, Норвегия

Добролюбов С.А., академик РАН, МГУ, Москва, Россия

Дубинина Е.О., чл.-корр. РАН, ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Катицов В.М., д-р физ.-мат. наук, ГГО, Санкт-Петербург, Россия

Козелов Б.В., д-р физ.-мат. наук, ПГИ, Мурманск, Россия

Лейбман М.О., д-р геол.-минерал. наук, ИКЗ СО РАН, Тюмень, Россия

Леппаранта М., проф., УН, Хельсинки, Финляндия

Логинов В.Ф., академик НАН ИП, НАНБ, Минск, Беларусь

Макштаг А.П., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Марченко А.В., проф., UNIS, Лонгйир, Норвегия

Миرونю Е.У., д-р геогр. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Околовцов Ю.Б., д-р биол. наук, UV, Веракрус, Мексика

Райно Д., проф., IGE, Гренобль, Франция

Сазонов К.Е., д-р техн. наук, КГНЦ, Санкт-Петербург, Россия

Семенов В.А., академик РАН, ИФА РАН, Москва, Россия

Ставров К.Г., д-р техн. наук, НИОЦ АО «ГНИНГИ», Санкт-Петербург, Россия

Талалай П.Г., профессор, PRC JU, Чжунъюнь, Китай

Тимохов Л.А., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Трошчев О.А., д-р физ.-мат. наук, ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия

Филатов Н.Н., чл.-корр. РАН, ИВПС РАН, Петрозаводск, Россия

Флинт М.В., академик РАН, ИО РАН, Москва, Россия

Чистяков К.В., д-р геогр. наук, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Префикс DOI: 10.30758

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук.

Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций: свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г., свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.

Адрес учредителя и издателя:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38, Литера А.

Тел. +7(812) 416-4251, e-mail: aaresearch@aari.ru

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

Сайт журнала: <https://www.aaresearch.science>

Выходит ежеквартально. Распространяется бесплатно.

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2026 (учредитель и издатель)

© Росгидромет, 2026 (учредитель)

Знаком информационной продукции не маркируется

Arctic and Antarctic Research

Scientific peer-reviewed journal

The journal continues the series of **Arctic Research**, founded in 1937.

The journal is published under the scientific and methodological guidance of the Earth Sciences Division of the Russian Academy of Sciences

Scientific peer-reviewed open access journal **Arctic and Antarctic Research** publishes new findings of studies of the Earth polar regions in oceanology, meteorology, climatology, hydrology, glaciology, hydrochemistry, paleogeography, biology and ecology of the polar regions, and on the problems of economic and social security in the Arctic.

Editor-in-Chief

Vladimir V. Ivanov, Dr. Sci. (Phys. and math.), MSU, Moscow, Russia

Deputy Editors-in-Chief

German L. Leitchenkov, Dr. Sci. (Geol. and mineral.), VNIIO, St. Petersburg, Russia

Vladimir Ya. Lipenkov, Cand. Sci. (Geography), AARI, St. Petersburg, Russia

Irina A. Repina, Dr. Sci. (Phys. and math.), IFA RAS, Moscow, Russia

Editorial Council

Chair

Alexander S. Makarov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Members

Valery D. Kaminsky, Academician, VNIIOA, St. Petersburg, Russia

Vladimir M. Kotlyakov, Academician, IG RAS, Moscow, Russia

Genady G. Matishov, Academician, SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Oleg N. Pugachev, Academician, ZIN RAS, St. Petersburg, Russia

Vladislav A. Rumiantsev, Academician, ILS RAS, St. Petersburg, Russia

Arkady A. Tishkov, RAS Corr. member, IG RAS, Moscow, Russia

Executive Secretary and Coordinator

Irina A. Alekhina, Cand. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Editorial

Literary Editor

Elena V. Minenko, St. Petersburg, Russia

Technical Editor

Alexander A. Merkulov, AARI, St. Petersburg, Russia

Original layout

Anna S. Filippova, AARI, St. Petersburg, Russia

Members of the editorial board

Genrikh V. Alekseev, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Leonid P. Bobylev, Cand. Sci., NIERSC, St. Petersburg, Russia

Kirill V. Chistyakov, Dr. Sci., SPbU, St. Petersburg, Russia

Stanislav G. Denisenko, Dr. Sci., ZIN RAS, St. Petersburg, Russia

Dmitry V. Divine, Cand. Sci., NPI, Tromsø, Norway

Sergey A. Dobrolyubov, Academician, MSU, Moscow, Russia

Elena O. Dubinina, RAS Corr. member, IGEM RAS, Moscow, Russia

Nikolay N. Filatov, RAS Corr. member, NWPI, Petrozavodsk, Russia

Mikhail V. Flint, Academician, IO RAS, Moscow, Russia

Mikhail N. Grigoriev, Dr. Sci., MPI SB RAS, Yakutsk, Russia

Vladimir M. Kattsov, Dr. Sci., MGO, St. Petersburg, Russia

Boris V. Kozelov, Dr. Sci., PGI, Murmansk, Russia

Marina O. Leibman, Dr. Sci., ECI SB RAS, Tyumen, Russia

Matti Leppäranta, PhD, Prof. emer., UH, Helsinki, Finland

Vladimir F. Loginov, Academician, INM NASB, Minsk, Belarus

Alexander P. Makshtas, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Alexey V. Marchenko, Dr. Sci., UNIS, Longyearbyen, Norway

Evgeny U. Mironov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Yury B. Okolodkov, Dr. Sci., UV, Veracruz, Mexico

Dominique Raynaud, Prof. emer., IGE, Grenoble, France

Kirill E. Sazonov, Dr. Sci., KSRC, St. Petersburg, Russia

Vladimir A. Semenov, Academician, IFA RAS, Moscow, Russia

Konstantin G. Stavrov, Dr. Sci., GNINGI, St. Petersburg, Russia

Pavel G. Talalay, Prof., Dr. Sci., PRC YU, Changchun, PRC

Leonid A. Timokhov, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Oleg A. Troshichev, Dr. Sci., AARI, St. Petersburg, Russia

Nikolay B. Vakhtin, RAS Corr. member, EUSP, St. Petersburg, Russia

ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

DOI-prefix: 10.30758

The Journal is licenced and indexed by the Supreme Certification Commission in Moscow (VAK).

The Journal publishes papers on the next scientific specialties of the Supreme Certification Commission:

1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

Issued by the Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology, and Mass Media:

Registration Certificate for the print publishing ПИ № ФС 77-73644 of September 7, 2018.

Registration Certificate for the web publishing ЭЛ № ФС 77-73287 of July 20, 2018.

Contacts:

199397 Saint Petersburg, Bering str, 38, litera A; phone: +7 (812) 416-4251; e-mail: aaresearch@aari.ru

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute

<https://www.aaresearch.science>

Four issues per year. Distributed free of charge.

© SSC RF AARI, 2026 (founder and publisher)

© Roshydromet, 2026 (founder)

The Journal is not marked with the Information Product label

Содержание

ОКЕАНОЛОГИЯ

- Автоматическое определение вихрей по спутниковым данным
видимого диапазона с использованием методов
глубокого машинного обучения на примере Норвежского моря..... 6
В.В. Кулак, Д.М. Демчев, Ф.А. Гневашев, Т.А. Алексеева, И.Л. Баимачников
- Ведущие моды крупномасштабной изменчивости температуры
поверхности океана в приатлантическом секторе Арктики..... 19
Е.А. Чернявская, Н.А. Лис, А.А. Соколов, Л.А. Тимохов

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

- Внутрисезонные изменения и пространственные паттерны влияния
арктического потепления на циркуляционные
и температурные аномалии в Евразии 35
О.С. Зоркальцева, О.Ю. Антохина, Е.Н. Юргина
- Incoming shortwave radiation in the Barentsburg area, Spitzbergen, 2015–2025 52
U.V. Prokhorova, A.V. Terekhov, A.I. Narizhnaya

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

- Современный гидрологический режим Нижней Яны
и его опасные проявления 65
Д.В. Магрицкий, С.А. Каинова, А.С. Завадский

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

- Permafrost on Severnaya Zemlya Archipelago and Wiese Island,
Russian High Arctic 85
*N.E. Demidov, A.N. Rachkova, A.V. Guzeva, A.Yu. Gunar, A.V. Kozachek,
S.S. Krasilnikov, N.L. Sekisov, K.B. Tchikhatchev, Yu.V. Ugryumov,
T. Opel, H. Meyer, S. Wetterich*
- Изменения водного и теплового режима болот Западной Сибири
за последние 50 лет: синтез данных наблюдений и моделирования.....113
О.А. Анисимов, А.П. Морозов, Ю.П. Москвин
- Электронный архив данных о разрывах
в ледяном покрове арктических морей 127
*Л.Н. Дымент, Е.Г. Бойкая, А.А. Ершова, К.Г. Кортикова,
В.С. Порубаев, А.А. Чиркова*

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ

- Динамика численности и пространственного размещения гнездящихся птиц
на фоне реконструкции российского поселка Баренцбург
(архипелаг Шпицберген)..... 140
Н.В. Лебедева

Contents

OCEANOLOGY

- Ocean eddy automatic detection in satellite optical images
of the Norwegian Sea using deep machine learning 6
V.V. Kulak, D.M. Demchev, F.A. Gnevashev, T.A. Alekseeva, I.L. Bashmachnikov
- Leading modes of the sea surface temperature large-scale variability
in the Atlantic sector of the Arctic 19
E.A. Cherniavskaia, N.A. Lis, A.A. Sokolov, L.A. Timokhov

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

- Intraseasonal changes and spatial patterns of Arctic warming influence
on circulation and temperature anomalies in Eurasia 35
O.S. Zorkaltseva, O.Yu. Antokhina, E.N. Yurgina
- Incoming shortwave radiation in the Barentsburg area, Spitzbergen, 2015–2025 52
U.V. Prokhorova, A.V. Terekhov, A.I. Narizhnaya

HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

- Current hydrological regime of the Lower Yana
and hazardous hydrological phenomena 65
D.V. Magritsky, S.A. Kainova, A.S. Zavadskiy

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

- Permafrost on Severnaya Zemlya Archipelago and Wiese Island,
Russian High Arctic 85
*N.E. Demidov, A.N. Rachkova, A.V. Guzeva, A.Yu. Gunar, A.V. Kozachek,
S.S. Krasilnikov, N.L. Sekisov, K.B. Tchikhatchev, Yu.V. Ugryumov,
T. Opel, H. Meyer, S. Wetterich*
- Changes in the hydrological and thermal regime of permafrost bogs
in the past 50 years: synthesis of observational data and modelling 113
O.A. Anisimov, A.P. Morozov, Yu.P. Moskvina
- Electronic archive of data on leads in the Arctic seas 127
*L.N. Dymant, E.G. Boikaya, A.A. Ershova, K.G. Kortikova,
V.S. Porubaev, A.A. Chirkova*

ECOLOGY, BIOCENOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

- Dynamics of the number and spatial distribution of nesting birds during
the reconstruction of the Russian settlement of Barentsburg
(Spitsbergen archipelago) 140
N.V. Lebedeva

ОКЕАНОЛОГИЯ OCEANOLOGY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-6-18>

УДК 528.854, 551.465



Автоматическое определение вихрей по спутниковым данным видимого диапазона с использованием методов глубокого машинного обучения на примере Норвежского моря

В.В. Кулак¹, Д.М. Демчев^{1,2,3✉}, Ф.А. Гневашев^{4,1},
Т.А. Алексеева^{3,5}, И.Л. Башмачников^{4,1}

¹ *Международный центр охраны окружающей среды и дистанционного зондирования им. Нансена, Санкт-Петербург, Россия*


² *Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

³ *ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*

⁴ *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

⁵ *Институт космических исследований РАН, Москва, Россия*

✉ denis@niersc.spb.ru

 ДМД, 0000-0001-6907-1729; ФАГ, 0000-0001-8742-8031; ТАА, 0000-0002-1575-8784;
ИЛБ, 0000-0002-1257-4197

Аннотация. Океанские вихри являются важным фактором крупномасштабной динамики вод Мирового океана, включая полярные и субполярные районы. Статистически достоверная информация о количестве и характеристиках мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей позволит оценить их влияние на крупномасштабные течения, динамику ледяной кромки и другие динамические и биохимические процессы в океане. В работе предлагается алгоритм глубокого машинного обучения на базе нейросети SegFormer для эффективного автоматического выделения вихрей по данным видимого диапазона спутника Sentinel-3. Обучение осуществлялось на 52 изображениях Норвежского моря за 2017–2025 гг., на которых было выделено 938 вихрей. Достигнутые высокие метрики качества $IoU = 0,87$ и $Dice = 0,93$ показывают высокое качество работы алгоритма. Полученные результаты особенно актуальны для полярных районов океана, где преобладающие размеры вихрей существенно меньше, чем, например, в субтропических и тропических широтах. Выделение вихрей на снимках видимого диапазона является © Авторы, 2026

© Authors, 2026

перспективными дополнением к исследованию проявлений вихрей в радиодиапазоне и позволит в дальнейшем получить более объективные данные для комплексного изучения динамики мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей в океане.

Ключевые слова: океанские вихри, глубокое машинное обучение, Sentinel-3, Норвежское море

Для цитирования: Кулак В.В., Демчев Д.М., Гневашев Ф.А., Алексеева Т.А., Башмачников И.Л. Автоматическое определение вихрей по спутниковым данным видимого диапазона с использованием методов глубокого машинного обучения на примере Норвежского моря. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):6–18. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-6-18>

Поступила 26.09.2025

После переработки 08.12.2025

Принята 22.12.2025

Ocean eddy automatic detection in satellite optical images of the Norwegian Sea using deep machine learning

Veronika V. Kulak¹, Denis M. Demchev^{1,2,3}✉, Fedor A. Gnevashev⁴,
Tatiana A. Alekseeva^{3,5}, Igor L. Bashmachnikov^{4,1}

¹ *Scientific Foundation “Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre” (Nansen Centre, NIERSC), St. Petersburg, Russia*


² *Lomonosov Moscow State University Marine Research Center (LMSU MRC), Moscow, Russia*

³ *State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia*

⁴ *Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

⁵ *Space Research Institute Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

✉ denis@niersc.spb.ru

 DMD, 0000-0001-6907-1729; FAG, 0000-0001-8742-8031; TAA, 0000-0002-1575-8784; ILB, 0000-0002-1257-4197

Abstract. Ocean eddies are an important factor in the large-scale dynamics of the global ocean, including polar and subpolar regions. A robust statistical information on the number and characteristics of mesoscale and submesoscale eddies will yield new insights on their effect on dynamics of large-scale currents, ice-edge variability, and other dynamic and biochemical processes in the ocean. Optical images complement the results of the eddy identification study in radar and satellite altimetry images, each of which has its inherent limitations. In optical images, eddies are often observed as spiral or mushroom-shaped structures in chlorophyll distribution, which are formed through the effect of eddy rotation and convergence/divergence patterns. Massive studies of characteristics of ocean eddies require algorithms for their automatic identification. Although several such algorithms have been suggested for satellite altimetry and radar data, no such algorithm exists for satellite optical images. In this study we propose a machine deep learning algorithm for efficient automatic eddy detection in Sentinel-3 optical images. The Lofoten Basin of the Norwegian Sea, an area with a small Rossby deformation radius of less than 10 km, but densely populated with eddies, was selected as a region for algorithm training and validation. Even though the study area is known as one of the cloudiest areas of the northern polar latitudes, 52 mostly cloud-free images were collected over the 9 years of Sentinel-3 data, where 938 eddies were detected. For automatic eddy identification we used SegFormer neural network architecture with an AdamW optimizer, applied for 512×512 pixel tiles. In the course of validation high quality metrics were obtained: *Precision* = 0.94, *Recall* = 0.91, *Intersection of Union* = 0.87 and *Dice* = 0.93. This demonstrates high efficiency of the algorithm developed. The algorithm additionally identified several eddies missed during visual image inspection. The results of the study are particularly relevant to polar ocean regions, where the predominant eddy sizes are significantly smaller than in the tropics. The robust identification of eddies in optical images is a promising step forward in understanding mesoscale and sub-mesoscale eddy dynamics.

Keywords: ocean eddy, deep learning, Sentinel-3, Norwegian Sea

For citation: Kulak V.V., Demchev D.M., Gnevashev F.A., Alekseeva T.A., Bashmachnikov I.L. Ocean eddy automatic detection in satellite optical images of the Norwegian Sea using deep machine learning. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):6–18. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-6-18>

Received 26.09.2025

Revised 08.12.2025

Accepted 22.12.2025

Введение

Вихри в океане представляют собой вращающиеся сильно нелинейные структуры, существующие как обособленные динамические образования, содержащие жидкие частицы, совершившие не менее одного оборота частицы вокруг оси и переносящие не только энергию, но и массу. Кинетическая энергия вихрей в среднем на 2 порядка больше кинетической энергии крупномасштабных течений, в связи с чем мезомасштабные вихри вносят существенный вклад в энергетический баланс вод океана [1]. Вихри играют важнейшую роль в трансфронтальном обмене, в том числе полярных районов Южного и Северного Ледовитого океанов [2–5], воздействуют на биологическую продуктивность морских вод [6, 7].

Массовые исследования характеристик вихрей в океане за длительный период проводятся только по данным спутниковой альтиметрии [8, 9]. Существует несколько примеров массового регионального изучения характеристик вихрей и за отдельные месяцы или годы по данным визуального анализа спутниковых снимков в радио-, инфракрасном и видимом диапазонах [10–12]. В каждом из диапазонов электромагнитного спектра масштаб исследования вихрей имеет свои ограничения. Спутниковая альтиметрия (AVISO) позволяет выделять только наиболее крупные вихри, что связано с ограниченным разрешением данных ($1/4^\circ \times 1/4^\circ$ для интерполированных данных спутниковой альтиметрии AVISO). Особенно большие сложности использования спутниковой альтиметрии для анализа вихревой активности возникают в Северном Ледовитом океане, где радиус деформации Россбу мал, а деградация альтиметрических наблюдений вблизи кромки льда существенно снижает точность альтиметрических данных. Вихри могут быть выделены на радиолокационных изображениях (РЛИ), полученных с радаров с синтезированной апертурой, которые имеют пространственное разрешение менее 100 м [13–16]. На РЛИ также существуют естественные ограничения при выявлении вихревых структур, связанные с ограниченным диапазоном скоростей ветра (3–12 м/с). Крупные вихри часто не могут быть выделены на РЛИ из-за существенной изменчивости характеристик сигнала на расстоянии их радиуса, что связано с пространственной изменчивостью характеристик поверхности моря и поля ветра. Циклоны на РЛИ проявляются гораздо более четко, чем антициклоны, что создает диспропорцию при их выделении, во многом искусственную [11, 17]. Несмотря на ограничения, связанные с наличием облачности, изображения инфракрасного и видимого диапазонов часто позволяют лучше фиксировать вихри крупных масштабов, чем радиоизображения [12, 18, 19]. В связи с этим представляется необходимой синергия исследования вихрей видимого, инфракрасного и радиолокационного диапазонов, которая также может позволять отследить эволюцию вихря при наличии последовательных снимков в разных диапазонах [18].

Спиралевидные и грибовидные структуры океанических вихрей на изображениях видимого диапазона привлекли внимание исследователей с момента появления первых данных с искусственных спутников Земли [15, 20, 21]. Основными причинами

формирования спиралевидных структур в поле хлорофилла считаются адвективное вовлечение окружающих вод с разной концентрацией планктона и биогенов во вращательное движение [8], усиление вертикальных движений в центральных частях и на периферии вихрей, а также изменение глубины верхнего перемешанного слоя в вихрях по сравнению с окружающим океаном [22]. Усиление агеострофических вертикальных скоростей в вихрях может быть вызвано рядом причин: трением, инерционными силами, экмановской накачкой из-за формирования градиентов поля ветра над вихрем (результат аномального теплообмена между океаном и атмосферой над вихрем), формированием субмезомасштабных вихрей и филаментов на периферии более крупных вихрей [7, 23, 24]. Доминирующие факторы могут меняться во времени и от региона к региону. Примерно 1 % вихрей, как циклонических, так и антициклонических, имеют внешнее кольцо повышенных значений хлорофилла, связанных с механизмом вовлечения окружающих вод, аномальной экмановской накачкой или агеострофическими вертикальными движениями на границах вихрей [22, 25].

Массовые исследования характеристик вихрей в океане требуют алгоритмов их автоматического выделения. Такие алгоритмы предложены для спутниковой альтиметрии [8]. Существует ряд работ, связанных с применением компьютерного зрения для задач выделения вихрей по радиолокационным данным [26–30]. В приводимых работах используются различные алгоритмы на базе сверточных нейронных сетей U-Net и ее модификации, DeeplabV3+, YOLO и ее модификации, SegFormer. Аналогичные алгоритмы могут быть использованы и для изображений видимого диапазона. Однако до сегодняшнего дня таких публикаций не было.

Основной целью данного исследования является разработка нейросетевого алгоритма для автоматической идентификации океанических вихрей на снимках видимого диапазона, который позволяет проводить массовую идентификацию вихрей на обширных акваториях. В качестве объекта изучения взята Лофотенская котловина Норвежского моря, характеризующаяся высоким уровнем вихревой активности и постоянным присутствием вихрей разных горизонтальных масштабов [5, 31].

Исходные данные

Для выявления и анализа вихрей в районе Норвежского моря использовались данные видимого диапазона, полученные радиометрами OLCI (Ocean and Land Color Instrument), установленными на космические аппараты системы Sentinel-3. Сбор данных выполняется в 21 спектральном канале в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах, которые включают каналы, подходящие для оценки концентрации хлорофилла *a*. Съемка каждого участка планеты выполняется с пространственным разрешением 300×300 м ежедневно (за исключением зимнего периода в высоких широтах, в связи с наступлением полярной ночи или при низком склонении Солнца в период съемки). Пространственное разрешение послужило основополагающим фактором выбора исходных данных, так как обычно используемые поля цвета у океана представлены с разрешением 4×4 км и часто представляют собой композитные изображения из нескольких снимков за разные дни. Такие изображения непригодны для выявления небольших субмезомасштабных и мезомасштабных вихрей высоких широт не только в связи с их размерами, но и в связи с малым временем жизни (часто не более 1–3 суток).

Для выявления вихревых структур был выбран канал с центральной длиной волны 510 нм, что связано с хорошей отражательной способностью хлорофилла *a* в данной части спектра [33]. Материалы дистанционного зондирования были

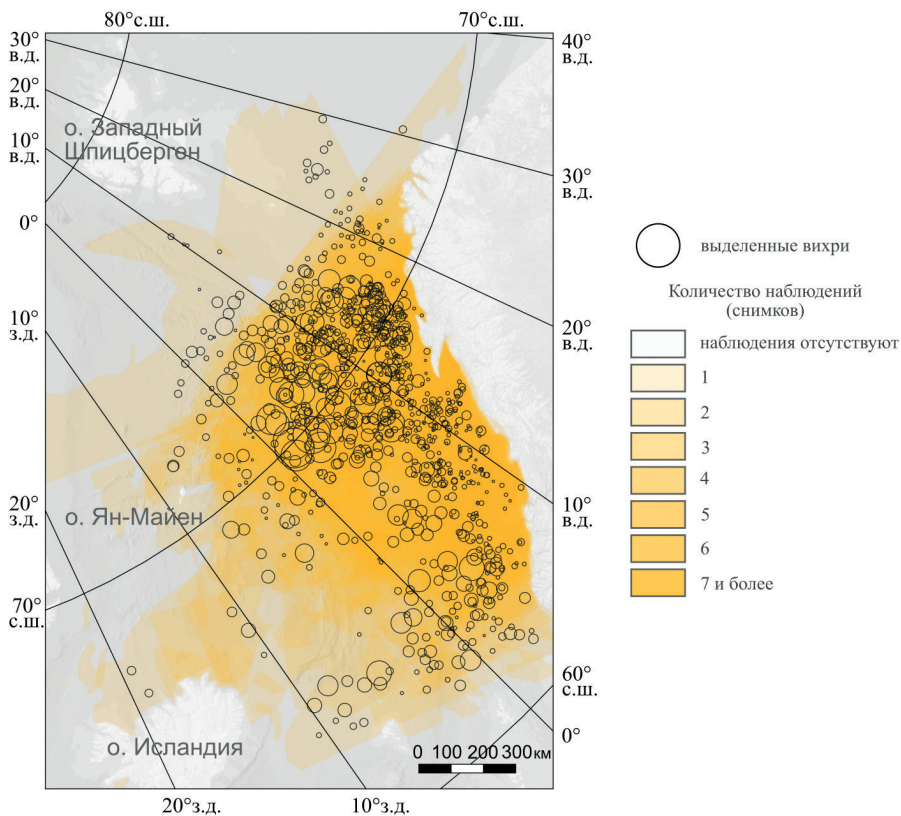


Рис. 1. Пространственное распределение выделенных вихрей в районе исследования (каждый вихрь представлен в виде круга, радиус которого соответствует масштабу в низу рисунка).

Цветом в каждой точке карты показано количество использованных снимков видимого диапазона спутника Sentinel-3, свободных от облачности

Fig. 1. Spatial distribution of detected eddies in the study area (every eddy depicted in the form of a circle whose radius corresponds to the map scale).

The color at each point on the map shows the number of cloud-free Sentinel-3 images

получены через интернет-портал NASA-Earthdata (<https://search.earthdata.nasa.gov/>) в формате NetCDF, включающем в себя данные первого уровня обработки (содержит значения TOA — Top of Atmospheric Reflectance, представляющие отношение отраженного излучения к падающему), данные географической привязки, а также метаданные. Обработка, геопривязка и конвертация в формат GeoTIFF выполнялись с помощью программы SNAP Европейского космического агентства, разработанной оператором Sentinel-3. Также применялась локальная коррекция контрастов изображений для улучшения их визуальной и автоматической интерпретируемости. Обработанные растровые снимки импортировались в геоинформационную систему QGIS для визуального анализа и ручного выделения вихрей, для последующего использования разметки для обучения нейросетевой модели. На полученных визуализациях в оттенках интенсивности отраженного сигнала вихри проявлялись в виде спиралевидных структур, связанных с захватом вод с разным содержанием хлорофилла а и вертикальными движениями в вихрях [22].

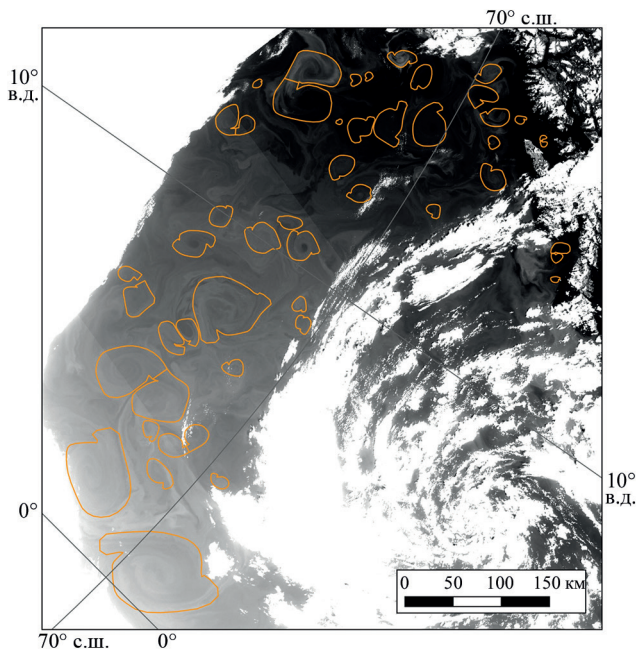


Рис. 2. Пример выделения вихрей на изображении видимого диапазона Sentinel-3 от 03.07.2019. В оттенках серого представлена нормированная яркость отраженного сигнала на длине волны 510 нм. Оранжевыми линиями изображены контуры выделенных вихрей

Fig. 2. An example of detected eddies on Sentinel-3 image for 03.07.2019.

The normalized intensity at a wavelength of 510 nm is shown in grayscale. The vortices are outlined in orange

В связи с большой средней облачностью в районе исследования набор снимков с достаточной площадью открытого неба над Норвежским морем был весьма ограничен, но он включает снимки за все дни наблюдений. Прежде всего отбирались изображения Лофотенской котловины, где отмечается наиболее интенсивная вихревая активность в Норвежском море [5, 34, 35]. В результате просмотра большого объема информации были отобраны снимки на временном интервале с апреля по август включительно. Некоторые снимки были отбракованы по причине недостаточной прозрачности атмосферы, несмотря на наличие участков, свободных от сплошной облачности. Для дальнейшей работы использовались снимки с площадью открытого неба не менее 40 тыс. км², что составляет не менее 3 % Норвежского моря. В итоге для обучения нейросети были отобраны 52 снимка с 2017 по 2025 г. (рис. 1), которые были сбалансированы по количеству хорошо различимых и слабо различимых вихрей, что обеспечило равномерную выборку для обучения нейросети и возможность ориентировать ее на поиск самых разнообразных вихревых структур. Средняя площадь свободной от облаков поверхности моря на отобранных снимках составила 247 тыс. км² ($\approx 16,5\%$), минимальная — 44 тыс. км² ($\approx 2,9\%$), максимальная — 691 тыс. км² ($\approx 46,1\%$) при общей площади снимка около 1,5 млн км².

Пример отобранного снимка с выделенными вихрями представлен на рис 2. Для данного примера площадь свободной от облаков морской поверхности составила 146 тыс. км², а общая площадь ядер вихрей — 35 тыс. км², что составляет 24 % от площади свободной от облаков морской поверхности. Средний размер вихрей на

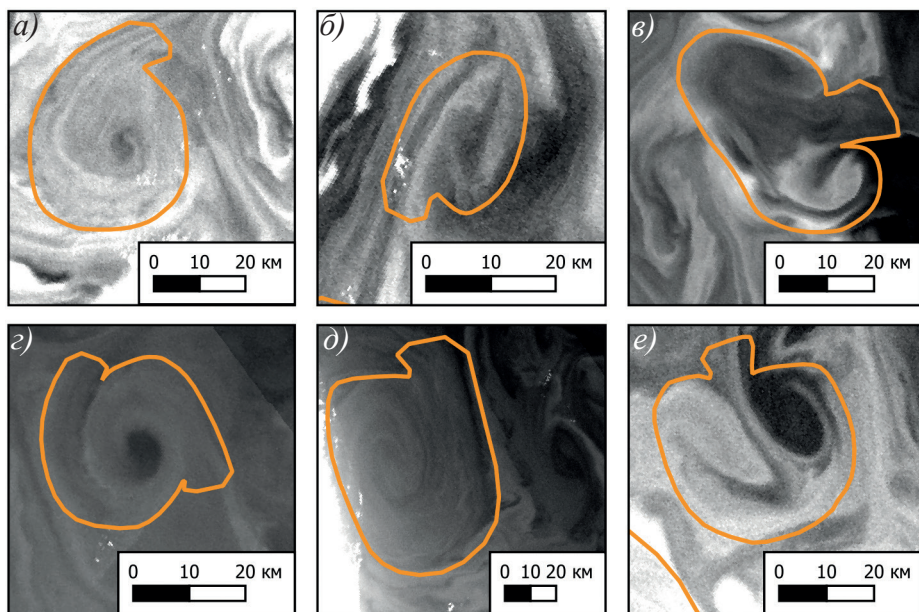


Рис. 3. Примеры выделения вихрей. (а) и (z) — циклонический тип, (б) и (д) — антициклонический тип, (е) и (е) — диполи.

В оттенках серого показана нормированная яркость отраженного сигнала на длине волны 510 нм. Оранжевые линии изображают контуры выделенных вихрей

Fig. 3. Examples of detected eddies. (a) and (z) — cyclonic type, (b) and (d) — anticyclonic type, (e) and (e) — dipoles.

The normalized intensity at a wavelength of 510 nm is shown in grayscale. The boundary of the isolated eddies is indicated by an orange outline

данном снимке составил 14 км (большая полуось) на 11 км (малая полуось), максимальный средний радиус вихря — 48 км, минимальный — 2,6 км. Среднее расстояние между границами соседних вихрей оценивается примерно в 30 км.

Для целей автоматической идентификации вихря разметка проводилась с включением в структуру вихря 2 основных компонентов: ядро вихря с выраженной закруткой и «ножка» — условно линейный участок, визуально интерпретируемый как зона захвата окружающих водных масс вращающимся ядром вихря, с различной концентрацией взвешенного планктона. Граница ядра вихря проводилась по различимой на изображении внешней изолинии его спиралевидной структуры. Результаты разметки экспортировались в векторный формат GeoJSON с сохранением географической привязки. Несколько примеров выделения вихревых структур различного типа (циклон, антициклон и диполь) представлены на рис. 3.

Для обучения нейросетевой модели за период с 2017 по 2025 г. было выделено 876 участков акватории (тайлов), а для валидации — 293 участка акватории. На обработанных снимках всего визуально было выделено 938 вихрей (не каждый тайл содержал вихри, а некоторые тайлы содержали несколько разных вихрей): 684 циклона, 158 антициклонов и 96 диполей (рис. 1). Обучающий массив содержал 777 антициклонических и циклонических вихрей (включая диполи), а валидационный массив — 242 вихря. Как обучающий, так и валидационный массивы содержали все типы вихрей.

Алгоритм сегментации SegFormer

Для решения задачи семантической сегментации использован алгоритм машинного обучения SegFormer — современная архитектура на основе трансформера, эффективно применяемая в задачах компьютерного зрения. В качестве базовой модели была выбрана модель SegFormer-b4-finetuned-ade-512-512 (<https://huggingface.co/nvidia/segformer-b4-finetuned-ade-512-512>). SegFormer сочетает в себе преимущества модели для обработки изображений Vision Transformer (ViT) и сверточной нейронной сети, обеспечивая высокую точность при относительно низких вычислительных затратах. Архитектура состоит из последовательности трансформерных блоков и иерархической структуры признаков, что позволяет эффективно обрабатывать изображения разных масштабов. В отличие от традиционных сверточных подходов, SegFormer использует иерархический энкодер на основе Transformer, который не требует позиционного кодирования (positional encoding), упрощает обработку изображений произвольного масштаба и улучшает обобщающую способность модели на разных данных. Энкодер генерирует многоуровневые (multi-scale) признаковые карты, которые затем передаются в компактный декодер, состоящий исключительно из многослойных перцептронов. Такой подход исключает необходимость использования тяжелых сверточных слоев или механизмов самовнимания (self-attention) на стадии декодирования, позволяя при этом эффективно объединять информацию о глобальном контексте и локальных деталях [36]. Архитектура модели не требует специальных ручных настроек и обладает высокой устойчивостью к изменению разрешения входных изображений, что делает ее особенно привлекательной для практического применения.

В рамках текущей проблемы была поставлена задача бинарной семантической сегментации изображений видимого диапазона открытого моря: 0 — фон (отсутствие вихрей), 1 — вихрь (этот единый класс вихревых образований включает в себя циклоны и антициклоны). Это упрощение было сделано осознанно, чтобы выявить возможность применения SegFormer для выявления вихрей. Для обучения использовались спутниковые изображения видимого диапазона в формате GeoTIFF, каждое из которых сопровождалось маской сегментации, выполненной вручную. Процесс обучения модели был реализован в виде цикла по эпохам с последовательным проходом по обучающим батчам (поднаборам общего набора данных, участвующих в обучении сети). На каждой итерации вычислялись логиты (вероятностные параметры модели), рассчитывалась функция потерь и обновлялись веса модели с помощью оптимизатора AdamW со скоростью обучения $5 \cdot 10^{-5}$ — значение, рекомендованное для дообучения трансформерных архитектур. Обучение проводилось в течение 100 эпох с размером батча 4. Качество обучения контролировалось через метрики precision, recall и mIoU, вычисляемые в бинарном режиме. Для предотвращения переобучения и выбора оптимальной модели сохранялась версия с наилучшим значением mIoU. Для задачи классификации пикселей использовалась функция потерь кросс-энтропия, эффективная при работе с несбалансированными классами (фон и вихрь).

Оценка качества автоматического выделения вихрей алгоритмом SegFormer

Процедура оценки качества работы SegFormer была проведена для 293 валидационных участков акватории (тайлов), не все из которых содержали вихри. Геометрия и методология нарезки тайлов полностью повторяли параметры обучающего набора.

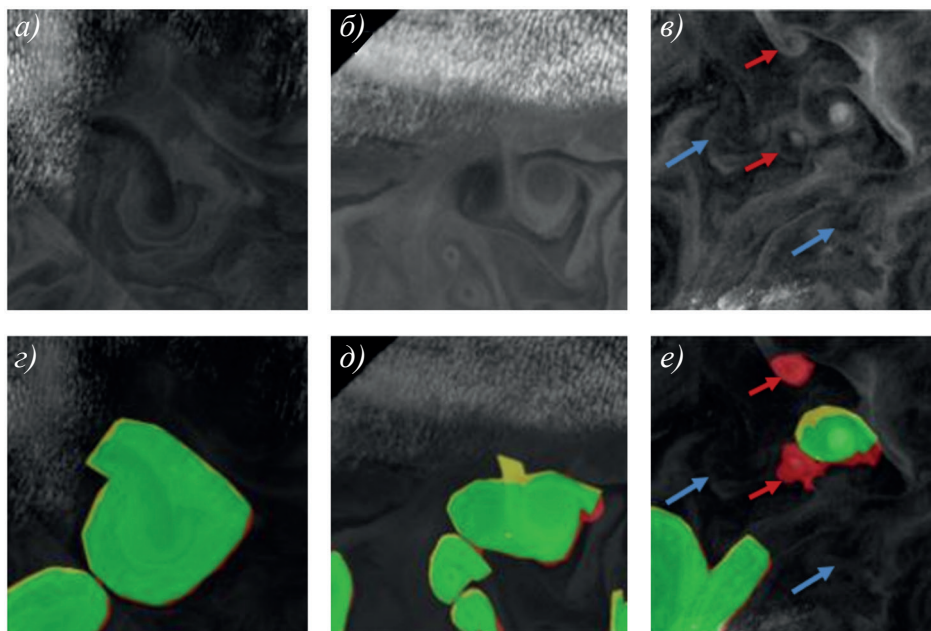


Рис. 4. Примеры автоматической сегментации при пороге бинаризации 0,5. (а), (б), (в) — исходные поля, (з), (д), (е) — соответствующие верхним рисункам маски вихрей по результатам работы алгоритма SegFormer: зеленым (TP — true positive, истинно положительные области) показано пересечение областей, выделенных экспертом и предсказанных моделью, желтым (FN — false negative, ложно отрицательные области) — выделенных экспертом, но не предсказанных моделью, красным (FP — false positive, ложно положительные области) — не выделенных экспертом, но предсказанных моделью. Красными стрелками выделены вихри, не отмеченные экспертом, но выделенные SegFormer, синими стрелками — неявные структуры, не отмеченные ни экспертом, ни алгоритмом SegFormer

Fig. 4. Examples of automatic segmentation with a threshold of 0.5. (a), (б), (в) — original fields; (з), (д), (е) — vortex masks corresponding to the upper figures based on the SegFormer algorithm results: green (TP — true positive) shows the intersection of regions identified by the expert and predicted by the model; yellow (FN — false negative) — identified by the expert but not predicted by the model; red (FP — false positive) — not identified by the expert but predicted by the model. Red arrows highlight vortices not identified by the expert but identified by SegFormer; blue arrows — implicit structures not identified either by the expert or by the SegFormer algorithm

Иллюстрация работы алгоритма для 3 случайно выбранных тайлов приведена на рис. 4. Видно хорошее соответствие областей, выделенных экспертом и нейросетевым алгоритмом. При этом наличие помех в виде близкой облачности не повлияло на качество сегментации (рис. 4а–з). В последнем столбце (рис. 4д–е) алгоритмом SegFormer было выделено 2 вихря (отмечены красными стрелками), которые были пропущены экспертом. В то же время неявные структуры, вихревая природа которых неочевидна, алгоритмом были классифицированы как фон (отмечены синими стрелками рис. 4д–е).

Для оценки качества сегментации использовался комплекс метрик, охватывающих степень перекрытия предсказанных масок с эталонной разметкой.

Метрика *Accuracy* позволяет оценить общее количество верно предсказанных пикселей, без учета их общего объема и вклада ошибочных предсказаний:

$$Accuracy(A, B) = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (A_i = B_i),$$

где A — аннотированная область вихря, B — область вихря, выделенная с помощью SegFormer для вихря i , n — количество вихрей.

Метрика *Precision* позволяет рассчитать, сколько из пикселей, отнесенных нейросетью к интересующему классу, были предсказаны верно (true positive — TP), с учетом ошибочно предсказанных пикселей (false positive — FP):

$$Precision = \frac{TP}{TP+FP}.$$

Для учета непредсказанных пикселей (false negative — FN), являющихся пикселями интересующего класса, но ошибочно не отнесенных нейросетью к этому классу, используется метрика *Recall*:

$$Recall = \frac{TP}{TP+FN}.$$

На основе опыта оценки качества при решении задач семантической сегментации [37] наиболее полную информацию несет коэффициент *Dice (DSC, или F1 Score)* [38] и метрика *Intersection of Union (IoU, или индекс Жаккара)*, которые связаны между собой:

$$DSC = \frac{2 * Precision * Recall}{Precision + Recall}$$

$$IoU = \frac{|A \cap B|}{|A \cup B|} = \frac{2 * |A \cap B|}{|A| + |B|} = \frac{F1}{2 - F1}.$$

Средние значения метрик на валидационном наборе данных при стандартном пороге бинаризации 0,5 (алгоритм относит пиксель к классу «вихрь», если полученная при расчетах SegFormer вероятность отнесения объекта к классу «вихрь» превышает 50 %) указывают на высокое качество разработанного алгоритма (см. таблицу).

Незначительный дисбаланс между метриками *Precision* (0,94) и *Recall* (0,91) свидетельствует, что модель демонстрирует склонность к некоторой недооценке площади вихрей. Полученные высокие (порядка 0,9) значения *Dice* и *IoU* указывают на значительное перекрытие между предсказанными алгоритмом и выделенными экспертом областями вихрей, что говорит о высокой точности разработанного алгоритма в обнаружении основных структур.

Таблица

Метрики качества автоматического выделения вихрей алгоритмом SegFormer

Table

Quality metrics for automatic eddy detection with SegFormer

Метрика	<i>Accuracy</i>	<i>Precision</i>	<i>Recall</i>	<i>Dice Score (F1)</i>	<i>IoU (Jaccard Index)</i>
Значение	0,98	0,94	0,91	0,93	0,87

Выводы

Таким образом, реализован эффективный алгоритм автоматического выделения океанических вихрей на основе спутниковых данных цвета океана, полученных с мультиспектрального сканера OLCI спутника Sentinel-3 на основе метода глубокого машинного обучения SegFormer. SegFormer продемонстрировал высокое качество сегментации, что подтверждается высокими значениями метрик качества: $DSC = 0,93$, $IoU = 0,87$, $Accuracy = 0,98$. На валидационном наборе данных, содержащем 242 визуально идентифицированных вихря, алгоритм успешно обнаружил 200 объектов. Это говорит о возможности эффективного применения архитектуры трансформеров для задачи выделения вихрей в данных дистанционного зондирования океана в видимом диапазоне. Дальнейшая модификация алгоритма будет основана на разработке многоклассовой модели сегментации, способной дифференцировать различные типы вихревых структур (циклоны, антициклоны, диполи), что позволит проводить более детальный анализ динамики вихревых процессов.

Основным естественным ограничением исследований вихрей по снимкам видимого диапазона является облачность. Нами показано, что даже для района Норвежского моря, характеризующегося одним из наиболее высоких значений среднегодовой оптической плотности облаков в полярных и субполярных районах [32], в месяц удается получить несколько изображений, охватывающих большую часть моря, что делает задачу автоматического выделения вихрей важным вкладом в формирование более достоверной статистики характеристик вихрей, чем могла бы быть получена только по данным РЛИ.

Реализация разработанного алгоритма позволит в будущем получить репрезентативные статистики вихрей в поле хлорофилла для различных районов Северного Ледовитого океана. Наличие таких альтернативных данных со сравнимым с РЛИ пространственным разрешением позволит полнее оценить репрезентативность данных РЛИ, для которых ранее были разработаны аналогичные алгоритмы, а также получить синергетический эффект. Разработанный алгоритм может быть не только использован для исследования динамики вихрей, но и внедрен в оперативный мониторинг.

Конфликт интересов. Авторы декларируют отсутствие конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта СПбГУ № 129659573.

Competing interests. The authors have declared that there are no competing interests.

Funding. The research is funded by the SPbSU project № 129659573.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2004;36(1):281–314. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>
2. Koshlyakov M.N., Tarakanov R.Y. Water transport across the subantarctic front and the global ocean conveyor belt. *Oceanology*. 2011;51:721–735. <https://doi.org/10.1134/S0001437011050110>
3. Meneghello G., Marshall J., Cole S.T., Timmermans M.L. Observational inferences of lateral eddy diffusivity in the halocline of the Beaufort Gyre. *Geophysical Research Letters*. 2017;44(24):12–331. <https://doi.org/10.1002/2017gl075126>
4. Meneghello G., Marshall J., Campin J.M., Doddridge E., Timmermans M.L. The ice-ocean governor: Ice-ocean stress feedback limits Beaufort Gyre spin-up. *Geophysical Research Letters*. 2018;45(20):11–293. <https://doi.org/10.1029/2018GL080171>
5. Bashmachnikov I.L., Raj R.P., Golubkin P., Kozlov I.E. Heat transport by mesoscale eddies in the Norwegian and Greenland seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;128(2):e2022JC018987. <https://doi.org/10.1029/2022JC018987>

6. Klein P., Lapeyre G. The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annual Review of Marine Science*. 2009;1(1):351–375. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704>
7. Gaube P., Chelton D.B., Strutton P.G., Behrenfeld M.J. Satellite observations of chlorophyll, phytoplankton biomass, and Ekman pumping in nonlinear mesoscale eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013;118(12):6349–6370. <https://doi.org/10.1002/2013JC009027>
8. Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in Oceanography*. 2011;91(2):167–216. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2011.01.002>
9. Kubryakov A., Kozlov I., Manucharyan G. Large mesoscale eddies in the Western Arctic Ocean from satellite altimetry measurements. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021;126(5):e2020JC016670. <https://doi.org/10.1029/2020JC016670>
10. Atadzhanova O.A., Zimin A.V., Romanenkov D.A., Kozlov I.E. Satellite radar observations of small eddies in the White, Barents and Kara Seas. *Physical Oceanography*. 2017;2:75–83. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2017-2-75-83>
11. Bashmachnikov I.L., Kozlov I.E., Petrenko L.A., Glok N.I., Wekerle C. Eddies in the North Greenland Sea and Fram Strait from satellite altimetry, SAR and high-resolution model data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020;125(7):e2019JC015832. <https://doi.org/10.1029/2019JC015832>
12. Morozov E.A., Kozlov I.E. Eddies in the Arctic Ocean revealed from MODIS optical imagery. *Remote Sensing*. 2023;15(6):1608. <https://doi.org/10.3390/rs15061608>
13. Ivanov A.Y., Ginzburg A.I. Oceanic eddies in synthetic aperture radar images. *Journal of Earth System Science*. 2002;111(3):281–295. <https://doi.org/10.1007/BF02701974>
14. Johannessen J.A., Kudryavtsev V., Akimov D., Eldevik T., Winther N., Chapron B. On radar imaging of current features: 2. Mesoscale eddy and current front detection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005;110(C7). <https://doi.org/10.1029/2004JC002802>
15. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. *Комплексный спутниковый мониторинг морей России*. М.: ИКИ РАН; 2011. 480 с.
16. Kozlov I.E., Artamonova A.V., Manucharyan G.E., Kubryakov A.A. Eddies in the Western Arctic Ocean from spaceborne SAR observations over open ocean and marginal ice zones. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019;124(9):6601–6616. <https://doi.org/10.1029/2019JC015113>
17. Zhurbas V., Väli G., Kuzmina N. Rotation of floating particles in submesoscale cyclonic and anticyclonic eddies: a model study for the southeastern Baltic Sea. *Ocean Science*. 2019;15(6):1691–1705. <https://doi.org/10.5194/os-15-1691-2019>
18. Гинзбург А.И., Крек Е.В., Костяной А.Г., Соловьев Д.М. Эволюция мезомасштабного антициклонического вихря и вихревых диполей/мультиполей на его основе в Юго-Восточной Балтике (спутниковая информация: май–июль 2015 г.). *Океанологические исследования*. 2017;45(1):10–22. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45\(1\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).3)
Ginzburg A.I., Krek E.V., Kostianoy A.G., Solovyev D.M. Evolution of mesoscale anticyclonic vortex and vortex dipoles/multipoles on its base in the south-eastern Baltic (satellite information May–July 2015). *Okeanologicheskie issledovaniya = Journal of Oceanological Research*. 2017;45:10–22. (In Russ.). [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45\(1\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2017.45(1).3)
19. Новикова Ю.С., Башмачников И.Л. Вихри Лофотенской котловины по данным спутниковой альтиметрии, изображениям в радиолокационном и видимом диапазонах. В: *Моря России: Год науки и технологий в РФ — Десятилетие наук об океане ООН. Тезисы докладов Всероссийской научной конференции. Севастополь, 2021*. Севастополь: ФИЦ МГИ; 2021. С. 291–292.
20. Федоров К.Н., Гинзбург А.И. Грибовидные течения (вихревые диполи) — одна из наиболее распространенных форм когерентных движений в океане. В: *Когерентные структуры и самоорганизация океанских движений*. Баренблатт Г.И. (ред.). М.: Наука; 1992. С.12–20.
21. Munk W., Armi L., Fischer K., Zachariasen F. Spirals on the sea. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2000;456(1997):1217–1280. <https://doi.org/10.1098/rspa.2000.0560>

22. Xu G., Dong C., Liu Y., Gaube P., Yang J. Chlorophyll rings around ocean eddies in the North Pacific. *Scientific Reports*. 2019;9(1):2056. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38457-8>
23. Башмачников И.Л., Белonenko Т.В., Куйбин П.А. Приложение теории колоннообразных Q-вихрей с винтовой структурой к описанию динамических характеристик Лофотенского вихря Норвежского моря. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2017;(3):221–236. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2017.301>
24. Siegelman L., Klein P., Rivière P., Thompson A.F., Torres H.S., Flexas M., Menemenlis D. Enhanced upward heat transport at deep submesoscale ocean fronts. *Nature Geoscience*. 2020;13(1):50–55. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0489-1>
25. Calil P., Richards K. Transient upwelling hot spots in the oligotrophic North Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010;115(C2). <https://doi.org/10.1029/2009JC005360>
26. Xia L., Chen G., Chen X., Ge L., Huang B. Submesoscale oceanic eddy detection in SAR images using context and edge association network. *Frontiers in Marine Science*. 2022;9:1023624. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.1023624>
27. Xu M., Li H., Yun Y., Yang F., Li C. End-to-end pixel-wisely detection of oceanic eddy on SAR images with stacked attention network. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2023;16:9711–9724. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2023.3322404>
28. Zhang D., Gade M., Wang W., Zhou H. EddyDet: A deep framework for oceanic eddy detection in synthetic aperture radar images. *Remote Sensing*. 2023;15(19):4752. <https://doi.org/10.3390/rs15194752>
29. Zi N., Li X.M., Gade M., Fu H., Min S. Ocean eddy detection based on YOLO deep learning algorithm by synthetic aperture radar data. *Remote Sensing of Environment*. 2024;307:114139. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2024.114139>
30. Sandalyuk N., Khachatryan E. Automatic eddy detection in the MIZ based on YOLO algorithm and SAR images. *Science of Remote Sensing*. 2025;100228. <https://doi.org/10.1016/j.srs.2025.100228>
31. Raj R., Johannessen J., Eldevik T., Nilsen J., Halo I. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016;121(7):4503–4521. <https://doi.org/10.1002/2016JC011637>
32. Zhang M., Xie S., Liu X., Lin W., Zheng X., Golaz J.C., Zhang Y. Cloud phase simulation at high latitudes in EAMv2: Evaluation using CALIPSO observations and comparison with EAMv1. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2022;127:e2022JD037100. <https://doi.org/10.1029/2022JD037100>
33. Schirber M. The full palette of photosynthesis. *Astrobiology at NASA*. October 25, 2013. Available at: <https://astrobiology.nasa.gov/news/the-full-palette-of-photosynthesis/> (accessed 20.09.2025).
34. Koszalka I., LaCasce J., Andersson M., Orvik K., Mauritzen C. Surface circulation in the Nordic Seas from clustered drifters. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2011;58(4):468–485. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.01.007>
35. Belonenko T.V., Travkin V.S., Koldunov A.V., Volkov D.L. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea. *Russian Journal of Earth Science*. 2021;21(1):ES1006. <https://doi.org/10.2205/2020ES000747>
36. Xie E., Wang W., Yu Z., Anandkumar A., Alvarez J.M., Luo P. SegFormer: Simple and efficient design for semantic segmentation with transformers. *Advances in Neural Information Processing Systems*. 2021;34:12077–12090.
37. Maier-Hein L., Eisenmann M., Reinke A. et al. Why rankings of biomedical image analysis competitions should be interpreted with care. *Nature Communications*. 2018;9(1):5217. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07619-7>
38. Dice L.R. Measures of the amount of ecologic association between species. *Ecology*. 1945;26(3):297–302. <https://doi.org/10.2307/1932409>

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-19-34>

УДК 551.467.3:551.326.1



Ведущие моды крупномасштабной изменчивости температуры поверхности океана в приатлантическом секторе Арктики

Е.А. Чернявская[✉], Н.А. Лис, А.А. Соколов, Л.А. Тимохов

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

[✉]eachernyvskaia@aari.ru

ЕАЧ, 0000-0002-8517-1057; НАЛ, 0000-0003-0762-5188; ЛАТ, 0009-0001-9492-2174

Аннотация. Приатлантический сектор Арктики является критически важным регионом трансформации атлантических вод и арктического климата. В работе выполнен анализ крупномасштабной изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях за период 1950–2024 гг. на основе данных реанализа ERA5 с применением метода эмпирических ортогональных функций (ЭОФ). Выделены три ведущие моды, суммарно объясняющие 55,8 % общей дисперсии поля ТПО. Первая мода (25 % дисперсии) демонстрирует дипольную пространственную структуру, разделяющую исследуемый район на западную и восточную части и являющуюся индикатором интенсивности адвективного переноса атлантических вод. Вторая мода (16,4 % дисперсии) характеризуется широтно-ориентированной дипольной структурой, модулируя поле аномалий ТПО под влиянием изменений интенсивности Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и Арктической осцилляции. Пространственное распределение третьей моды (14,4 % дисперсии) отличается обширной положительной аномалией в западной части акватории, связанной с процессами глубокой конвекции. Выявленные моды количественно описывают ведущие режимы перераспределения тепла в приатлантическом секторе Арктики и их связь с крупномасштабной атмосферной циркуляцией. Полученные результаты имеют ключевое значение для понимания механизмов регионального климатического отклика на глобальные изменения.

Ключевые слова: температура поверхности океана, Гренландское море, Норвежское море, Баренцево море, Северо-Европейский бассейн, эмпирические ортогональные функции, атлантические воды, глубинная конвекция, атмосферная циркуляция, термохалинная циркуляция

Для цитирования: Чернявская Е.А., Лис Н.А., Соколов А.А., Тимохов Л.А. Ведущие моды крупномасштабной изменчивости температуры поверхности океана в приатлантическом секторе Арктики. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):19–34. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-19-34>

Поступила 22.09.2025

После переработки 08.02.2026

Принята 03.03.2026

© Авторы, 2026

© Authors, 2026

Leading modes of the sea surface temperature large-scale variability in the Atlantic sector of the Arctic

Ekaterina A. Cherniavskaia✉, Natalia A. Lis,
Andrey A. Sokolov, Leonid A. Timokhov

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

✉eachernyvskaia@aari.ru

ID EAC, 0000-0002-8517-1057; NAL, 0000-0003-0762-5188; LAT, 0009-0001-9492-2174

Abstract. The study presents an analysis of the large-scale spatiotemporal variability of sea surface temperature (SST) in the Atlantic sector of the Arctic, a key region for the transformation of Atlantic waters and heat exchange between the North Atlantic and the Arctic Ocean. To achieve this, the Empirical Orthogonal Function (EOF) decomposition method was applied to the original monthly mean SST anomalies from the ERA5 reanalysis over the period 1950–2024. Three leading modes have been identified, collectively accounting for 55,8 % of the total SST variance. The first mode (25 % of the variance) exhibits a spatial dipole structure, separating the study area into western and eastern parts. It reflects the mechanism of intensified advection of Atlantic waters northward and eastward, correlating with the heat flux through Fram Strait ($R = 0.42$) and the Arctic Dipole index ($R = 0.27$). The second mode (16,4 % of the variance) is characterized by a latitude-oriented dipole structure. Its temporal evolution and significant correlation ($R = 0.58$) with the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) index reflect the influence of low-frequency oceanic variability. The third mode (14,4 % of the variance) exhibits a complex structure with a positive anomaly in the western and central parts of the basin. It is interpreted by the authors as an indicator of deep convection intensity in the Greenland Sea, a finding supported by its correlation with temperature in the 500–1750 m layer ($R = -0.48$). It is established that the spatial structures identified are formed under the combined influence of advective heat transport by Atlantic waters, multi-decadal variability in the intensity of the AMOC, and atmospheric circulation patterns associated with the Arctic Dipole and the Arctic Oscillation. The results obtained quantitatively determine the contribution of the leading modes to the total SST variability in the Atlantic sector of the Arctic, which is essential for understanding the regional climate response to global changes and for refining the mechanisms of Arctic amplification.

Keywords: sea surface temperature, Norwegian Sea, Greenland Sea, Barents Sea, North European Basin, empirical orthogonal functions, Atlantic water, deep convection, atmospheric circulation, thermohaline circulation

For citation: Cherniavskaia E.A., Lis N.A., Sokolov A.A., Timokhov L.A. Leading modes of the sea surface temperature large-scale variability in the Atlantic sector of the Arctic. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):19–34. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-19-34>

Received 22.09.2025

Revised 08.02.2026

Accepted 03.03.2026

Введение

Температура поверхности океана (ТПО) — одна из ключевых переменных, определяющих изменчивость климатической системы Земли через регуляцию энергообмена между океаном и атмосферой и динамику годового цикла морского льда [1, 2].

По данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [3], глобальная температура океана с конца XX в. растет со средней скоростью 0,15 °C/10 лет. В своем исследовании мы фокусируемся на ключевых районах Северо-Европейского бассейна (СЕБ), включая Норвежское, Гренландское и Баренцево моря. В рамках настоящей работы под СЕБ понимается совокупность именно этих трех бассейнов как наиболее репрезентативных с точки зрения интенсивной трансформации атлантических вод и наблюдаемого значительного повышения

ТПО [4]. Процессы, протекающие в акватории морей СЕБ, служат ключевым звеном в теплообмене между Северной Атлантикой и Арктикой, напрямую влияя на стабильность Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и изменчивость площади арктического ледяного покрова [5]. Колебания ТПО в данном районе выступают индикатором не только краткосрочных атмосферно-океанических взаимодействий, но и долгосрочных изменений, связанных с глобальным потеплением и сокращением площади ледяного покрова [6, 7]. Поэтому изучение особенностей изменчивости ТПО как одного из ключевых элементов в механизме климатических колебаний представляет большой научный и практический интерес.

Адвекция атлантических вод (АВ), сезонная динамика ледяного покрова и региональные атмосферные процессы вносят комплексный вклад в формирование разномасштабных пространственно-временных аномалий ТПО в СЕБ [8].

В последние десятилетия исследованию ТПО в СЕБ было уделено значительное внимание. Был проведен анализ линейных трендов прогрева и выявление связи ТПО с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции ТПО с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции [9]. Подчеркивалась роль адвекции теплых АВ в повышении ТПО Баренцева моря, особенно в период 2000–2010-х гг. [10, 11]. Продемонстрирована связь между аномалиями ТПО Норвежского моря и изменением интенсивности АМОЦ [12], и выявлено влияние колебаний площади ледяного покрова на сезонную изменчивость ТПО в Гренландском море [13]. Однако большинство работ ограничивались анализом отдельных морей или использовали данные, пространственное разрешение которых не позволяло детально воспроизвести мезомасштабную изменчивость, характерную для выбранных районов СЕБ. Несмотря на установление фундаментальных статистических связей между океаном и атмосферой, к ограничениям существующих подходов можно отнести игнорирование пространственной неоднородности процессов. Усреднение локальных аномалий в таких исследованиях могло скрывать значимые региональные особенности трансформации тепловых потоков.

В последние годы все более широкое применение находят методы многомерной статистики, такие как разложение на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ). Например, E. Efstathiou с соавторами [14] с помощью этого метода исследовали доминирующие пространственные закономерности изменчивости сплоченности морского льда в Баренцевом море, связанные с поступлением атлантических вод и локальным ветровым воздействием. Другая группа авторов использовала ЭОФ-анализ для исследования изменчивости уровня моря в Северной Атлантике [15]. Также разложения на ЭОФ применялись для анализа долгопериодной изменчивости ТПО Норвежского и Гренландского морей за период 1979–2020 гг. [16]. Тем не менее ограниченность анализа отдельными морями бассейна не позволяла сформировать единую картину когерентной изменчивости ТПО для всего приатлантического сектора Арктики в долгосрочной перспективе. Следующим логическим шагом, предпринятым в данной работе, является комплексный анализ пространственно-временной структуры ТПО для акватории СЕБ, включающей Норвежское, Гренландское и Баренцево моря, как единой системы. Добавление в ЭОФ разложение региона Баренцева моря, являющегося одним из основных путей проникновения атлантических вод в Арктический бассейн [17], делает результаты чувствительными к процессам, связанным с трансформацией атлантических вод на арктическом шельфе, что является важным

элементом современного изменения климата в Арктике. В отличие от предшествующих работ, мы предлагаем физическую интерпретацию трех доминирующих мод изменчивости, опираясь на сопоставление их пространственно-временной структуры с динамикой атмосферных и гидрологических процессов. Это позволяет выдвинуть обоснованные предположения о механизмах формирования экстремальных термических режимов в регионе.

Цель работы состоит в исследовании межгодовой изменчивости ТПО в морях Норвежском, Гренландском и Баренцевом с помощью разложения на ЭОФ. Анализ выполнен на основе среднемесячных данных реанализа ERA5 (1950–2024 гг.) с целью количественной оценки вклада ведущих мод в общую дисперсию поля ТПО в приатлантическом секторе Арктики и верификации их связи с ключевыми климатическими предикторами за последние 75 лет. Применение ЭОФ позволяет выделить доминирующие моды изменчивости ТПО, связанные с крупномасштабными климатическими явлениями, и количественно оценить их вклад в общую дисперсию поля ТПО [18]. Данный подход особенно релевантен для регионов с комплексной структурой, таких как СЕБ, характеризующийся активным смешением разнородных водных масс, выраженной изменчивостью ледяного покрова и высокой атмосферной динамикой.

Для первых трех мод разложения оцениваются их пространственные поля и временные коэффициенты (главные компоненты — ГК) мод и их связь с крупномасштабными атмосферными явлениями (например, индексами Северо-Атлантического колебания (САК), Арктического колебания (АК) и Арктического диполя (АД)). Выбор первых трех мод обусловлен их наибольшим вкладом в дисперсию изменчивости ТПО и возможностью интерпретации их физического смысла. Результаты позволяют уточнить механизмы формирования аномалий ТПО в период быстрых изменений климата Арктики и прогнозировать его влияние на региональные экосистемы и ледовый режим исследуемого района.

Данные и методы

Для исследования использовались среднемесячные данные по ТПО за период 1950–2024 гг., взятые из реанализа ERA5 (ECMWF Reanalysis v5), где они представлены в кельвинах (К) и с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ [19]. Для удобства интерпретации и визуализации результаты значения были пересчитаны в градусы Цельсия ($^\circ\text{C}$) путем вычитания константы 273,15. Реанализ ERA5 был выбран в качестве источника исходных данных, поскольку он обеспечивает физическую согласованность полей ТПО с потоками импульса, тепла и массы, используемыми в единой системе ассимиляции данных [20]. Это критически важно для корректного моделирования и анализа причин изменчивости ТПО. Кроме того, реанализ предоставляет большую длину ряда и был верифицирован для района Северной Атлантики и СЕБ [20, 21].

Пространственно-временная изменчивость ТПО СЕБ исследовалась методом разложения поля на ЭОФ, который позволил выявить доминирующие режимы изменчивости в многомерных данных [18]. Процедура подготовки данных к расчету ЭОФ включала несколько этапов для обеспечения статистической однородности поля. Исходные среднемесячные значения ТПО были осреднены до среднегодовых значений за период 1950–2024 гг. Для исключения влияния долгопериодных климатических трендов из временных рядов в каждом узле сетки была удалена линейная

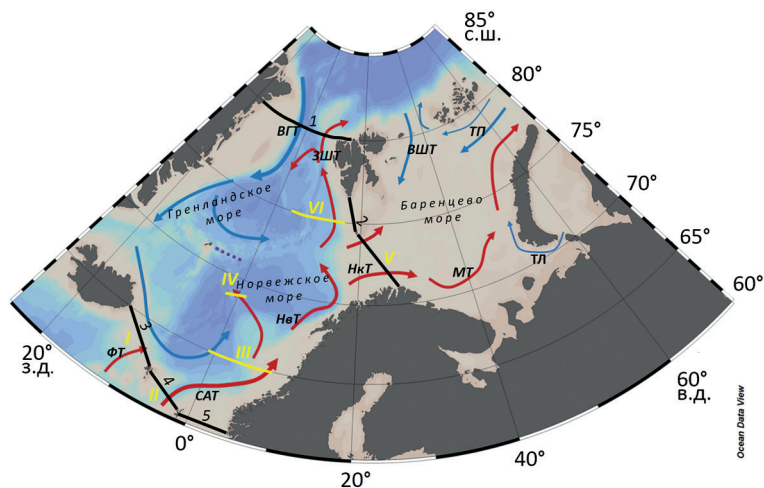


Рис. 1. Район исследований.

Красными стрелками показана схема движения теплых течений, синими стрелками — холодных: ВГТ — Восточно-Гренландское течение; ВШТ — Восточно-Шпицбергенское течение; ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; САТ — Северо-Атлантическое течение; ФТ — Фарерское течение; НвТ — Норвежское течение; НкТ — Нордкапское течение; МТ — Мурманское течение; ТП — течение Персея; ТЛ — течение Литке.

Черными линиями с цифрами показаны створы, через которые рассчитывались потоки тепла: 1 — пролив Фрама, 2 — граница между Баренцевым и Норвежским морями, 3 — Фареро-Исландский хребет, 4 — Фареро-Шетландский пролив, 5 — Восточный канал.

Желтыми линиями и римскими цифрами обозначены разрезы, на которых рассчитывались средние значения температуры воды. Фиолетовая пунктирная линия показывает положение вертикального океанографического разреза. Схема течений адаптирована по данным Атласа океанов [24]

Fig. 1. Study area.

The red arrows show the pathways of warm currents, the blue arrows show cold currents: ВГТ — East Greenland Current; ВШТ — East Spitsbergen Current; ЗШТ — West Spitsbergen Current; САТ — North Atlantic Current; ФТ — Faroe Current; НвТ — Norwegian Current; НкТ — North Cape Current; МТ — Murmansk Current; ТП — Persey Current, ТЛ — Litke Current.

The black lines with numbers indicate sections for heat flux calculations: 1 — Fram Strait, 2 — the Barents Sea — Norwegian Sea boundary, 3 — Faroe-Iceland ridge, 4 — Faroe-Shetland channel, 5 — Eastern channel.

The yellow lines with Roman numerals denote hydrographic sections for calculating mean water temperature values. The purple dotted lines denote the positions of vertical oceanographic sections. The current chart is adapted from data in the Ocean Atlas [24]

составляющая, рассчитанная методом наименьших квадратов. Далее данные были центрированы и нормированы на локальное среднеквадратическое отклонение, чтобы избежать доминирования областей с высокой естественной изменчивостью ТПО в структуре ЭОФ только за счет большой амплитуды колебаний. Для корректного учета сокращения площади ячеек сетки при движении к полюсу выполнено взвешивание данных путем их умножения на квадратный корень из косинуса широты. К полученному массиву нормированных аномалий был применен метод разложения на ЭОФ. Моды, их главные компоненты (ГК) и доля описываемой дисперсии рассчитывались с помощью функции PCA в программном пакете MATLAB. Первые три моды описывают более 55 % дисперсии исходных данных ТПО СЕБ. Выбор данного количества мод обоснован критерием Норта [22], согласно которому только первые три моды

являются статистически разделяемыми и значимыми на фоне шума. Каждой моде ЭОФ соответствует определенная пространственная структура, при этом все моды не коррелированы между собой, что дает возможность разделить сигналы разной природы и определить, какие процессы вносят наибольший вклад в изменчивость ТПО.

Поскольку пространственные структуры и временные компоненты ЭОФ являются результатом математической декомпозиции, их физическая содержательность требует дополнительного подтверждения. Для оценки соответствия выделенных мод реальным океанологическим процессам был проведен корреляционный анализ ГК с различными факторами, такими как среднемесячные потоки тепла через вертикальные створы в проливах СЕБ, среднемесячные значения температуры толщи воды на разрезах вдоль пути распространения АВ [23] (рис. 1) и индексы атмосферной циркуляции. Это позволило верифицировать статистические моды как отражение конкретных механизмов трансформации вод СЕБ.

Для оценки адвективного притока тепла через границы СЕБ был использован ансамбль океанских реанализов (GLORYS2V4, ORAS5 и C-GLORSv7) [25]. Выбор данных обусловлен их успешной валидацией для условий высоких широт, а также результатами сравнительного анализа в проливе Фрама, где расчеты тепло-массопереноса по этим реанализам показали хорошее согласие с данными инструментальных измерений [26]. Использование ансамбля из трех реанализов позволило минимизировать систематические ошибки и получить более устойчивые оценки интегральных потоков на границах бассейна. Поток тепла вычислялся через произведение аномалии температуры относительно точки замерзания морской воды ($-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$), скорости течения, плотности морской воды и ее удельной теплоемкости. Суммарные переносы через весь разрез были получены путем горизонтального интегрирования вертикально осредненных потоков по длине разреза с использованием метода трапеций, с учетом расстояния между соседними узлами расчетной сетки [27].

В качестве факторов, отражающих влияние атмосферных процессов на изменчивость ТПО исследуемого района, были использованы индексы: Северо-Атлантического колебания (САК), показывающего разницу атмосферного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом [28]; Арктического диполя (АД), представляющего собой вторую моду разложения на ЭОФ атмосферного давления на уровне моря в Северном полушарии (севернее 60° с. ш.) [29] и отражающего чередование областей высокого/низкого давления над Евразийской и Северо-Американской частями Арктики; Арктической осцилляции (АО) как разницы атмосферного давления между Арктикой и средними широтами, влияющей на силу полярного вихря и погодные аномалии в Северном полушарии [30], а также Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) — ансамблевого среднего значения максимума меридиональной функции тока на широте $26,5^{\circ}$ с. ш. [31].

Дополнительно были построены вертикальные океанографические разрезы температуры по данным из базы «Климатологического атласа северных морей и Северной Атлантики» [32] за период 1958–2012 гг. Данные вертикальных профилей использовались при интерпретации физического смысла мод.

Оценка влияния перечисленных факторов осуществлялась путем расчета коэффициентов корреляции с временными рядами главных компонент первых трех мод. При этом из всех используемых данных перед расчетом корреляций были удалены сезонность и тренд. Для анализа крупномасштабной временной изменчивости глав-

ных компонент их среднемесячные временные ряды осреднялись до среднегодовых значений, что обеспечивало более наглядное представление долгосрочных тенденций за 75-летний период исследования.

Результаты

В результате разложения ТПО СЕБ методом ЭОФ были выделены моды, представленные в виде пространственных карт-схем (рис. 2), которые демонстрируют расположение центров действия процессов, определяющих основную часть изменчивости ТПО. Для последующего анализа были выбраны первые три моды, суммарно объясняющие 55,8 % общей дисперсии ТПО, из которых на первую моду приходится 25 %, на вторую — 16,4 %, а на третью — 14,4 %.

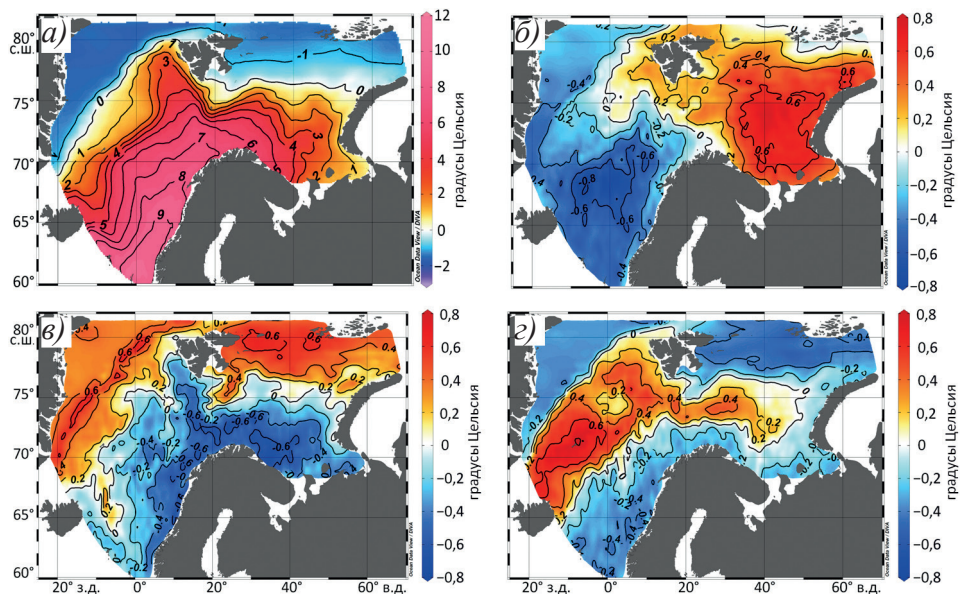


Рис. 2. Среднее поле ТПО за 1950–2024 гг. (а) и первые три моды разложения ТПО на ЭОФ: б — первая мода, в — вторая мода, г — третья мода

Fig. 2. Mean sea surface temperature (SST) field for 1950–2024 (a) and the first three modes of the EOF decomposition of SST: (б) first mode, (в) second mode, (г) third mode

Пространственная структура мод отличается неоднородностью. Первая мода (ЭОФ₁), составляющая наибольшую долю общей дисперсии ТПО рассматриваемого района, представляет собой дипольную структуру, разделяющую СЕБ на восточную и западную части (см. рис. 2б). Область максимальных положительных значений весовых коэффициентов локализована в восточной части бассейна, с максимальными значениями в юго-восточном секторе Баренцева моря. Положительные аномалии распространяются широким фронтом вдоль арктического шельфа, захватывая акваторию вплоть до границ Карского моря. Западная часть бассейна занята зоной отрицательных значений, максимум отрицательной аномалии которой располагается в центральной части Норвежского моря. Подобная дипольная структура описывалась ранее в контексте атлантификации Баренцева моря [33].

Вторая мода (ЭОФ₂) также имеет дипольную структуру, указывающую на противофазные изменения ТПО, но ориентированную в широтном направлении. Всю северную часть Баренцева моря и западную половину Гренландского моря занимают области с положительными значениями ЭОФ₂. На остальной части рассматриваемого региона вторая мода имеет отрицательные значения с минимумами в центральной части Баренцева моря, вдоль побережья Скандинавского п-ова (см. рис. 2в). По морфологическим признакам данная пространственная конфигурация во многом повторяет структуру изменчивости, характерную для аномалий ТПО, формируемых под влиянием субполярного круговорота Северной Атлантики [16, 34]. Наличие аналогичного диполя в СЕБ указывает на транзит крупномасштабных термических аномалий из субполярной Атлантики далее на север.

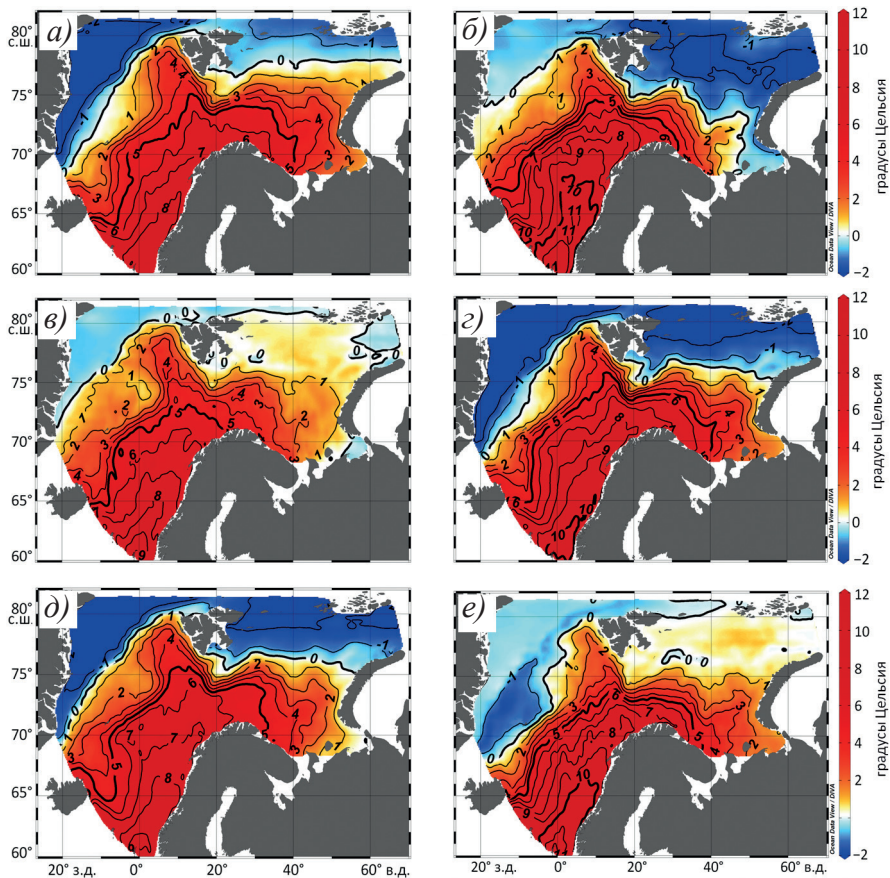


Рис. 3. Поля состояния максимальных амплитуд ЭОФ мод разложения ТПО: а, в, д — максимальные положительные фазы 1-й, 2-й и 3-й ЭОФ соответственно; б, з, е — максимальные отрицательные фазы 1-й, 2-й и 3-й ЭОФ соответственно

Fig. 3. Spatial patterns of the leading SST EOF modes at their maximum amplitudes: (a, в, д) maximum positive phases of the 1st, 2nd, and 3rd EOF, respectively; (б, з, е) maximum negative phases of the 1st, 2nd, and 3rd EOF, respectively

Особенностью пространственной конфигурации третьей моды (ЭОФ_3) является выраженная аномалия положительных значений весовых коэффициентов, охватывающая значительную часть западной и центральной акватории (см. рис. 2з). Этот центр простирается от юго-западной части Гренландского моря на северо-восток до архипелага Шпицберген с ответвлением в центральную часть Баренцева моря. В противовес положительной зоне выделяются две области с отрицательными значениями. Одна из них расположена в северной части Баренцева моря, простираясь к границам Карского моря. Вторая находится в юго-восточной части Норвежского моря, прилегающей к побережью Скандинавского п-ова. В отличие от первых двух мод, ЭОФ_3 не имеет прямых пространственных аналогов в опубликованных источниках по изменчивости ТПО в СЕБ, что может указывать на ее связь с локальными физико-географическими особенностями бассейна или специфическими условиями перемешивания.

Для интерпретации механизмов влияния процессов, связанных с выделенными модами, были построены композитные поля, соответствующие состояниям максимальных амплитуд каждой моды. Поле максимальной положительной фазы рассчитывалось путем сложения среднего поля ТПО с произведением соответствующей эмпирической ортогональной функции на максимальное значение ее главной компоненты. Аналогично поле максимальной отрицательной фазы рассчитывалась с использованием минимального значения соответствующей ГК. Таким образом, для каждой моды было получено по два поля, иллюстрирующих противоположные состояния пространственного распределения ТПО, описываемые данной модой (рис. 3) при положительных и отрицательных значениях главных компонент.

Первая главная компонента (ГК_1), описывающая 25 % общей дисперсии поля ТПО, отражает ключевой механизм перераспределения тепла в системе СЕБ — Арктика. График временной изменчивости ГК_1 (рис. 4а) демонстрирует высокую меж-

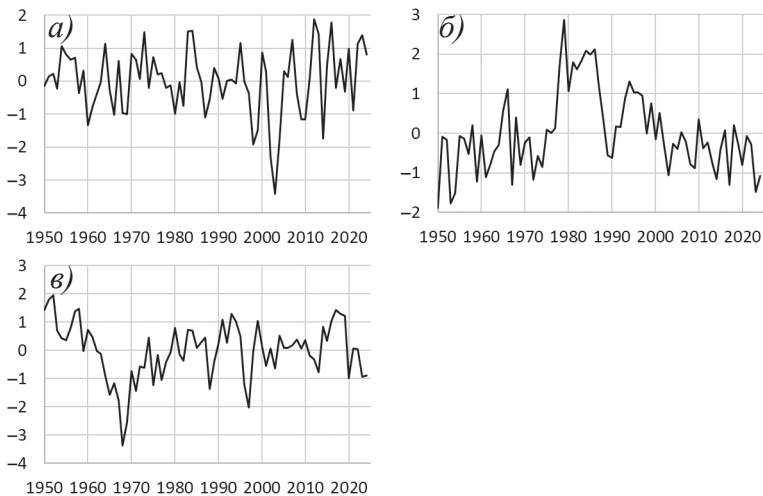


Рис. 4. Межгодовая изменчивость первых трех главных компонент: а — ГК первой моды; б — ГК второй моды; в — ГК третьей моды

Fig. 4. Interannual variability of the first three principal components: (a) PC of the first mode; (б) PC of the second mode; (в) PC of the third mode

годовую вариабельность с частыми переходами через нулевое значение, указывая на чередование периодов положительных и отрицательных аномалий ТПО, связанных с этой компонентой. Однако амплитуда колебаний значительно варьируется на протяжении всего периода. Так, среднеквадратическое отклонение значений GK_1 за период 1981–2024 гг. выросло более чем на 60 % по сравнению с 1950–1980 гг., что говорит о существенной интенсификации динамических процессов в исследуемом регионе.

Выявленные статистические взаимосвязи позволяют интерпретировать GK_1 как индикатор интенсивности адвективного переноса атлантических вод в арктическом направлении. Пространственное распределение максимальных фаз первой моды демонстрирует два противоположных пространственных состояния поля ТПО в СЕБ, определяемых знаками и амплитудами соответствующей главной компоненты. При максимальной положительной фазе тепло поступающих в бассейн атлантических вод проникает далеко на восток и на север (см. рис. 3а). При этом положительные аномалии ТПО заполняют всю южную половину Баренцева моря вплоть до 77° с. ш., а также повышают температуру Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ). При максимальной отрицательной фазе тепло атлантических вод задерживается и накапливается в Норвежском море, приводя к возникновению существенных положительных аномалий ТПО в этом районе (см. рис. 3б).

Такой переключающийся механизм подтверждается обнаруженными корреляционными связями. Положительная корреляция GK_1 с тепловым потоком через пролив Фрама ($R = 0,42$) указывает на то, что усиление первой моды синхронизировано с увеличением притока океанического тепла в глубоководную часть Арктического бассейна.

Отрицательная корреляция с ТПО на разрезах I–III между Исландией и Фарерскими островами (от $-0,33$ до $-0,35$) может говорить о том, что при интенсификации транзитного переноса тепла на север и восток происходит «смещение» теплового ядра дальше по траектории течения, что приводит к локальному снижению температуры на входе в бассейн (в районе Исландского порога) при одновременном прогреве района пролива Фрама и Баренцева моря. Связь GK_1 с АД ($R = 0,27$) подтверждает атмосферную обусловленность этого механизма. Положительная фаза АД формирует градиенты давления, способствующие усилению притока атлантических вод вдоль материкового склона. Таким образом, можно сказать, что первая мода описывает режим интенсификации Северо-Атлантического течения, при котором тепловой поток не задерживается в Норвежском море (отрицательная область диполя) и эффективно перераспределяется в Баренцево море и пролив Фрама, обеспечивая деградацию ледяного покрова и прогрев региона. А изменчивость GK_1 отражает скорость транзита атлантического тепла в СЕБ.

В максимальном положительном состоянии второй моды отмечается относительное уменьшение аномалий ТПО в Норвежском море, южной части Баренцева моря и в восточной части Гренландского моря (см. рис. 3в). Одновременно с этим северная часть акватории Баренцева моря и западная часть Гренландского моря становятся относительно теплее, по сравнению с таковыми при максимальном отрицательном состоянии (см. рис. 3з).

При максимальном отрицательном состоянии вторая мода воспроизводит состояние более контрастного разделения бассейна на южную и северную части, чем при положительном состоянии (см. рис. 3в, з). Положительные аномалии в Норвежском и Баренцевом морях выражены сильнее и распространяются дальше на север

Таблица

Коэффициенты корреляции между ГК первых трех мод и различными факторами

Table

Correlation coefficients between the PCs of the first three modes and various factors

	ГК ₁	ГК ₂	ГК ₃	Период данных
АО _{XII-IV} (-1)	–	–0,328	–	1950–2024
САК _{XII-IV} (-1)	–	–	0,506	1950–2024
АД	0,267	–	–	1950–2024
АМОЦ	–	0,578	–	1993–2023
Створ 1	0,422	–	0,401	1993–2020
Створ 4	–	0,467	–	1993–2020
Разрез I	–0,329	–	0,327	1958–2024
Разрез II	–0,353	–	–	1958–2024
Разрез III	–0,326	–	–	1958–2024
T_ГМ ₅₀₀₋₁₇₅₀ (-1)	–	–	–0,482	1958–2012

Примечание. ГК₁₋₃ — главные компоненты разложения ТПО в СЕБ на эмпирические ортогональные функции, показывающие временную изменчивость; АО_{XII-IV}(-1) — индекс Арктической осцилляции, осредненный за декабрь–апрель с заблаговременностью в один год; САК_{XII-IV}(-1) — индекс Северо-Атлантического колебания, осредненный за декабрь–апрель с заблаговременностью в один год; АД — индекс Арктического диполя, рассчитанный путем разложения полей давления на уровне моря от 60° до 90° с. ш. на эмпирические ортогональные функции; АМОЦ — индекс Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции; Створ 1, 4 — потоки тепла через разрезы: 1 — вдоль 80° с. ш. от Гренландии до Шпицбергена, 4 — между Фарерскими и Шетландскими островами; Разрез I–III — средние значения ТПО, рассчитанные вдоль разрезов (I — между Исландией и Фарерскими островами, II — между Фарерскими и Шетландскими островами, III — разрез вдоль 65° с. ш., в районе перехода Северо-Атлантического течения в Норвежское); T_ГМ₅₀₀₋₁₇₅₀(-1) — средняя температура воды Гренландского моря в слое 500–1750 м на океанографическом разрезе вдоль 72° с. ш. с заблаговременностью в 1 год.

Все приведенные коэффициенты корреляции значимы по критерию Стьюдента при $p \leq 0,05$.

Note. ГК₁₋₃ — principal components of the Empirical Orthogonal Function decomposition of Sea Surface Temperature in the North Atlantic, showing temporal variability; АО_{XII-IV}(-1) — Arctic Oscillation index, averaged over December–April with a one-year lead time; САК_{XII-IV}(-1) — North Atlantic Oscillation index, averaged over December–April with a one-year lead time; АД — Arctic Dipole index, calculated by decomposing sea level pressure fields from 60° to 90° N using Empirical Orthogonal Functions; АМОЦ — Atlantic Meridional Overturning Circulation index; Section 1, 4 — heat fluxes across sections: 1 — along 80° N from Greenland to Spitsbergen, 4 — between the Faroe and Shetland Islands; Section I–III — mean Sea Surface Temperature values calculated along sections (I — between Iceland and the Faroe Islands, II — between the Faroe and Shetland Islands, III — a section along 65° N in the area of the transition of the North Atlantic Current to the Norwegian Current); T_ГМ₅₀₀₋₁₇₅₀(-1) — mean water temperature in the Greenland Sea in the 500–1750 m layer along the oceanographic section at 72° N with a one-year lead time.

All correlation coefficients provided are significant according to Student's t-test at $p \leq 0.05$.

и восток вдоль Скандинавского п-ова, по сравнению с максимальной положительной фазой. Отрицательные аномалии также более выражены и охватывают всю северную часть Баренцева моря и западную часть Гренландского моря. Таким образом, вторая мода в своей отрицательной фазе воспроизводит состояние более интенсивного потепления в южной (в среднем на 0,9 °С) и восточной (в среднем на 1,8 °С) частях бассейна и более выраженного охлаждения (в среднем на 1,5 °С) в северной и западной частях СЕБ по сравнению с положительной фазой.

Временной ряд второй главной компоненты (GK_2) демонстрирует выраженную межгодовую и декадную изменчивость, в которой можно выделить три периода: фазу преимущественно отрицательных значений в 1950–1970-е гг., резкий переход к устойчивым высоким положительным значениям с конца 1970-х до конца 1990-х гг. и последующий постепенный возврат к значениям около нуля и ниже с конца 1990-х гг. (см. рис. 4б).

Корреляционный анализ показал наличие значимой положительной связи ($R = 0,58$) GK_2 с индексом АМОЦ. Общая картина изменчивости GK_2 хорошо вписывается в представления о долгопериодных циклах климатической системы Северной Атлантики. Период мощной положительной аномалии GK_2 (конец 1970-х — начало 1990-х) совпадает с фазой усиления АМОЦ и соответствующего потепления в Арктике, отмечавшегося с 1971 г. [35]. Последующее ослабление GK_2 и ее переход к отрицательным значениям после 2010-х гг. согласуется с данными о наблюдаемом с конца 1990-х гг. ослаблении интенсивности АМОС и меридионального переноса тепла [36]. Однако стоит отметить, что, несмотря на ослабление АМОЦ после 2008 г. [36], температура поступающих в СЕБ АВ продолжает расти [37]. То есть влияние увеличения теплосодержания поступающих вод перевешивает эффект ослабления циркуляции, вызывая рост ТПО в СЕБ [37]. Это подтверждается значимой корреляцией ($R = 0,47$) GK_2 с потоком тепла через Фареро-Шетландский пролив (см. таблицу).

Положительная корреляция GK_2 с интенсивностью АМОЦ и притоком тепла при одновременном формировании отрицательных аномалий ТПО в Норвежском море (рис. 3в) может быть объяснена через механизм атмосферного воздействия. GK_2 имеет значимую отрицательную корреляцию с индексом Арктической осцилляции (АО) с заблаговременностью в один год (см. таблицу). Отрицательная фаза АО характеризуется ослаблением западного переноса и усилением выноса холодного арктического воздуха в регион СЕБ, что ведет к интенсификации потоков явного и скрытого тепла из океана в атмосферу [38, 2]. В этом случае усиленный приток атлантических вод (при интенсификации АМОЦ) компенсируется аномально высокой теплоотдачей с поверхности. Океан выступает в роли донора, активно отдавая тепло атмосфере, что приводит к охлаждению ТПО в очагах интенсивного взаимодействия (Норвежское и юг Баренцева морей). В то же время ослабление выноса льда и пресных вод из Арктики, характерное для отрицательной фазы АО, способствует сохранению положительных аномалий температуры в западной части Гренландского моря и на севере Баренцева моря [39], что и формирует пространственную структуру ЭОФ₂. В экстремальную отрицательную фазу второй моды наблюдаются обратные процессы.

Максимальные состояния третьей моды (ЭОФ₃) характеризуются выраженной пространственной неоднородностью. При положительной фазе (см. рис. 3д) положительные аномалии ТПО в Норвежском, южной части Баренцева и в восточной части Гренландского моря относительно ниже (в среднем на 0,4 °C), чем в этих же районах при отрицательном состоянии (см. рис. 3е). В северной части СЕБ и в западной части Гренландского моря отрицательные аномалии ТПО также ниже (в среднем на 0,7 °C), чем при отрицательной фазе. Таким образом, экстремальное положительное состояние ЭОФ₃ характеризует относительное охлаждение всего бассейна в целом, в то время как отрицательное — его прогрев.

Анализ временного хода GK_3 (рис. 4в) и ее корреляционных связей позволяет интерпретировать третью моду как индикатор интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море. Ключевой особенностью GK_3 является наличие экстремального

минимума в 1968–1969 гг., что хронологически совпадает с «Великой соленостной аномалией» [40]. В этот период массивный вынос пресных вод и льда через пролив Фрама привел к подавлению вертикального перемешивания, формируя аномально холодный поверхностный слой при отсутствии охлаждения нижележащих горизонтов.

Физическая обоснованность связи ГК₃ с процессами глубокой конвекции подтверждается выявленной значимой отрицательной корреляцией ($R = -0,48$) с температурой слоя 500–1750 м в Гренландском море (с лагом в 1 год). Данная зависимость указывает на то, что положительная фаза ГК₃ соответствует периодам интенсивной зимней конвекции: охлаждение поверхности океана сопровождается опусканием охлажденных вод на глубину, что приводит к понижению температуры в промежуточном и глубинном слоях.

Атмосферным драйвером этого процесса выступает Североатлантическое колебание (САК). Положительная корреляция ГК₃ с зимним индексом САК ($R = 0,51$, лаг 1 год) объясняется тем, что усиление циклонической активности над СЕБ способствует «подъему» купола циклонического круговорота, что выводит плотные глубинные воды ближе к поверхности, облегчая их последующее зимнее выхолаживание. Одновременно с этим усиление меридионального переноса приводит к интенсификации притока атлантических вод в систему ЗШТ. Это подтверждается положительными корреляциями ГК₃ с потоком тепла в проливе Фрама ($R = 0,40$) и объясняет наличие более высоких положительных аномалий ТПО к западу от Шпицбергена в фазе активной конвекции по сравнению с отрицательной фазой ЭОФ₃. В отрицательную фазу третьей моды наблюдаются обратные процессы: подавление конвекции, ослабление меридионального транспорта тепла на север и преобладающий перенос атлантических вод в Баренцево море с Нордкапским течением.

Заключение

В работе исследована крупномасштабная изменчивость температуры поверхности океана в Северо-Европейском бассейне (Норвежское, Гренландское и Баренцево моря) за период 1950–2024 гг. на основе среднемесячных данных реанализа ERA5. Для выявления доминирующих пространственно-временных структур использовался метод разложения на эмпирические ортогональные функции.

Анализ позволил выделить три ведущие моды, суммарно объясняющие 55,8 % общей дисперсии поля температуры поверхности океана. Первая мода (25 % дисперсии) характеризуется дипольным пространственным распределением с противофазными аномалиями между восточной (положительные значения) и западной (отрицательные значения) частями бассейна. Вторая мода (16,4 % дисперсии) также имеет дипольную структуру, но ориентированную в широтном направлении и разделяющую регион на северную и южную части. Пространственная структура третьей моды (14,4 % дисперсии) отличается аномалией положительных значений, охватывающей западную и центральную акваторию, и двумя областями отрицательных значений на севере Баренцева и юго-востоке Норвежского морей.

Физическая интерпретация показала, что выделенные моды связаны с ключевыми климатическими процессами. Первая мода является индикатором интенсивности адвективного переноса атлантических вод на север и восток, отражая механизм атлантификации Баренцева моря. Ее изменчивость коррелирует с тепловыми потоками через пролив Фрама и индексом Арктического диполя. Вторая мода демонстрирует связь с низкочастотной изменчивостью интенсивности Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и модулирующим

влиянием Арктической осцилляции на теплообмен океан–атмосфера. Третья мода интерпретируется как индикатор интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море, что подтверждается ее корреляцией с температурой глубинных слоев и Североатлантическим колебанием.

Проведенное исследование подтверждает устойчивость выявленных крупномасштабных структур изменчивости температуры поверхности океана для Северо-Европейского бассейна. Пространственные распределения, соответствующие первой и второй моде, согласуются с ранее описанными в литературе механизмами атлантификации и влияния субполярного круговорота. Комплексный анализ всего бассейна с использованием современных данных высокого разрешения позволил количественно оценить вклад этих режимов в общую изменчивость ТПО и уточнить их связь с региональными и глобальными климатическими процессами.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>.

Competing interests. No conflict of interests.

Funding. The study was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Clim.* 2007;20:5473–5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>
2. Deser C., Alexander M.A., Xie S.P., Phillips A.S. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annual review of marine science.* 2010;2(1):115–143. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>
3. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2021 — The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press; 2023. 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
4. Carvalho K.S., Wang S. Sea surface temperature variability in the Arctic Ocean and its marginal seas in a changing climate: Patterns and mechanisms. *Global and Planetary Change.* 2020;193:103265. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103265>
5. Tsubouchi T., Våge K., Hansen B., Larsen K.M.H., Østerhus S., Johnson C., Jónsson S., Valdimarsson H. Increased ocean heat transport into the Nordic Seas and Arctic Ocean over the period 1993–2016. *Nature Climate Change.* 2021;11(1):21–26. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00941-3>
6. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature.* 2010;464(7293):1334–1337. <https://doi.org/10.1038/nature09051>
7. Dai A. Arctic amplification is the main cause of the Atlantic meridional overturning circulation weakening under large CO₂ increases. *Climate Dynamics.* 2022;58(11):3243–3259. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06096-x>
8. Smedsrud L.H., Muilwijk M., Brakstad A., Madonna E., Lauvset S.K., Spensberger C., Born A., Eldevik T., Drange H., Jeansson E., Li C., Olsen A., Skagseth Ø., Slater D.A., Straneo F., Våge K., Arthun M. Nordic Seas heat loss, Atlantic inflow, and Arctic sea ice cover over the last century. *Reviews of Geophysics.* 2022;60(1):e2020RG000725. <https://doi.org/10.1029/2020RG000725>
9. Лис Н.А., Чернявская Е.А., Тимохов Л.А. Тренды температуры поверхности океана отдельных районов Баренцева моря в зимний сезон и механизмы их формирования. *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2024;70(3):276–294. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-276-294>

- Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Timokhov L.A. SST trends in certain areas of the Barents Sea in the winter season and mechanisms of their formation. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):276–294. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-276-294>
10. Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat. *Journal of Climate*. 2012;25(13):4736–4743. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1>
 11. Asbjørnsen H., Årthun M., Skagseth Ø., Eldevik T. Mechanisms underlying recent Arctic atlantification. *Geophysical Research Letters*. 2020;47(15):e2020GL088036. <https://doi.org/10.1029/2020GL088036>
 12. Asbjørnsen H., Årthun M., Skagseth Ø., Eldevik T. Mechanisms of ocean heat anomalies in the Norwegian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019;124(4):2908–2923. <https://doi.org/10.1029/2018JC014649>
 13. Selyuzhenok V., Bashmachnikov I., Ricker R., Vesman A., Bobylev L. Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea. *The Cryosphere*. 2020;14(2):477–495. <https://doi.org/10.5194/tc-14-477-2020>
 14. Efstathiou E., Eldevik T., Årthun M., Lind S. Spatial patterns, mechanisms, and predictability of Barents Sea ice change. *Journal of Climate*. 2022;35(10):2961–2973. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0044.1>
 15. Volkov D.L., Schmid C., Chomiak L., Germaineaud C., Dong S., Goes M. Interannual to decadal sea level variability in the subpolar North Atlantic: the role of propagating signals. *Ocean science*. 2022;18(6):1741–1762. <https://doi.org/10.5194/os-18-1741-2022>
 16. Saes M.J., Gjelstrup C.V., Visser A.W., Stedmon C.A. Separating annual, interannual and regional change in sea surface temperature in the Northeastern Atlantic and Nordic seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2022;127(8):e2022JC018630. <https://doi.org/10.1029/2022JC018630>
 17. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013;51(3):415–449. <https://doi.org/10.1002/rog.20017>
 18. Hannachi A., Jolliffe I.T., Stephenson D.B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International journal of climatology*. 2007;27(9):1119–1152.
 19. ERA5 monthly mean Sea Surface Temperature (SST) data from 1940 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview> (accessed 31.03.2025).
 20. Yang C., Leonelli F.E., Marullo S., Artale V., Beggs H., Nardelli B.B., Chin T.M., De Toma V., Good S., Huang B., Merchant C.J., Sakurai T., Santoleri R., Vazquez-Cuervo J., Zhang H.-M., Pisano A. Sea Surface Temperature intercomparison in the framework of the Copernicus Climate Change Service (C3S). *Journal of Climate*. 2021;34(13):5257–5283. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0793.1>
 21. Mayer J., Haimberger L., Mayer M. A quantitative assessment of air-sea heat flux trends from ERA5 since 1950 in the North Atlantic basin. *Earth Syst. Dynam.* 2023;14:1085–1105.
 22. North G.R., Bell T.L., Cahalan R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly weather review*. 1982;110(7):699–706.
 23. ORAS5 global ocean reanalysis monthly data from 1958 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-oras5?tab=download> (accessed 30.10.2025).
 24. Фалеев В.И., Горшков С.Г. (ред.). *Атлас океанов: Северный Ледовитый океан*. Л.: Гл. упр. навигации и океанографии Мин. обороны СССР; 1980. 188 с.
 25. Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis (GLORYS2V4, ORAS5 и C-GLORSv7). Available at: <https://doi.org/10.48670/moi-00024> (accessed 08.08.2025).

26. Смирнов А.В., Иванов В.В., Соколов А.А. Сравнительный анализ процессов тепло-массо-переноса, рассчитанных по инструментальным измерениям и по продуктам океанского реанализа, в проливе Фрама. *Морской гидрофизический журнал*. 2024;40(3):402–425.
Smirnov A.V., Ivanov V.V., Sokolov A.A. Comparison analysis of heat and mass transport through Fram strait calculated using the mooring and Ocean reanalysis data. *Physical Oceanography*. 2024;31(3):354–386.
27. Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла атлантическими водами. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022;15(1):82–97. <https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6grpz>
Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V., Smirnov A.V. Seasonal ice removal in the Barents Sea and its dependence on heat advection by Atlantic waters. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022;15(1):82–97. (In Russ.). <https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6grpz>
28. Monthly mean NAO index from January 1950 until present. Available at: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml> (accessed 31.03.2025).
29. ERA5 monthly mean data on single (SST) and pressure (SLP) levels from 1940 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/> (accessed 15.07.2025).
30. AO index, obtained by projecting the AO loading pattern to the daily anomaly 1000 millibar height field over 20° N–90° N latitude. Available at: <https://www.nci.noaa.gov/access/monitoring/ao/> (accessed 02.05.2024).
31. Ensemble Mean of Atlantic Meridional Overturning Circulation strength (maximum at 26.5N) from January 1993 to December 2023. Available at: https://data.marine.copernicus.eu/viewer/export?view=datasetServices&dataset=GLOBAL_OMI_NATLANTIC_amoc_max26N_timeseries (accessed 30.01.2026).
32. Korablev A., Smirnov A., Baranova O.K. Climatological Atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic (NCEI Accession 0118478). NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset. 2014. Available at: <https://doi.org/10.7289/v54b2z78>. (accessed 27.07.2025).
33. Barton B.I., Lenn Y.D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea causes the Polar Front to limit the expansion of winter sea ice. *Journal of Physical Oceanography*. 2018;48(8):1849–1866.
34. Hátún H., Sandø A.B., Drange H., Hansen B., Valdimarsson H. Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science*. 2005;309(5742):1841–1844. <https://doi.org/10.1126/science.111477>
35. Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В. Прогностические оценки климатических изменений в Арктике на основе комбинированного сценария. *Российская Арктика*. 2018;4:24–33. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>
Diansky N.A., Solomonova I.V., Gusev A.V. Predictive estimates of climate changes in the Arctic based on the combined scenario. *Russian Arctic*. 2018;4:24–33. (In Russ.). <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>
36. Smeed D.A., Josey S.A., Beaulieu C., Johns W.E., Moat B.I., Frajka-Williams E., Rayner D., Meinen C.S., Baringer M.O., Bryden H.L., McCarthy G.D. The North Atlantic Ocean is in a state of reduced overturning. *Geophysical Research Letters*. 2018;45(3):1527–1533. <https://doi.org/10.1002/2017GL076350>
37. Oldenburg D., Armour K.C., Thompson L., Bitz C.M. Distinct mechanisms of Ocean heat transport into the Arctic under internal variability and climate change. *Geophysical Research Letters*. 2018;45(15):7692–7700. <https://doi.org/10.1029/2018GL078719>
38. Cayan D.R. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature. *Journal of Physical Oceanography*. 1992;22(8):859–881.
39. Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M. The North Atlantic Oscillation: past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2001;98(23):12876–12877. <https://doi.org/10.1073/pnas.23139159>
40. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J. The “great salinity anomaly” in the northern North Atlantic 1968–1982. *Progress in Oceanography*. 1988;20(2):103–151.

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-35-51>

УДК 551.583



Внутрисезонные изменения и пространственные паттерны влияния арктического потепления на циркуляционные и температурные аномалии в Евразии

О.С. Зоркальцева¹✉, О.Ю. Антохина^{1,2}, Е.Н. Юргина¹

¹ Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения РАН,
Иркутск, Россия

² Институт оптики атмосферы им. В.И. Зуева Сибирского отделения РАН,
Томск, Россия

✉ olgak@iszf.irk.ru

ORCID: 0000-0002-2007-3595; OIA: 0000-0002-2120-3574; ENJO: 0009-0007-9883-5004

Аннотация. Феномен «теплая Арктика — холодная Евразия» (TAXE) является проявлением влияния арктического усиления на климат средних широт. Несмотря на активное изучение, многие аспекты, в частности внутрисезонная динамика и точная роль атмосферного блокирования в формировании этого паттерна, остаются дискуссионными. В данном исследовании на основе данных реанализа ERA5 за 1979–2023 гг. проведен комплексный анализ пространственно-временной изменчивости режима TAXE и его связи с блокирующими антициклонами. Установлено, что с начала 2000-х гг. произошла устойчивая перестройка режима циркуляции, выражающаяся в значительном росте индекса TAXE в осенне-зимний период (тренд 1,4 °C/10 лет для зимы) и смене его сезонной динамики. В начале холодного сезона (октябрь–ноябрь) паттерн TAXE тесно связан преимущественно с северным режимом блокирования, причем максимум корреляции между индексом TAXE и интенсивностью северного блокирования смещен в сектор Западной Сибири (70–90° в. д.), а не к Уралу (60–70° в. д.). Это указывает на трансформацию ведущего механизма формирования TAXE после 2000 г., который стал в значительной степени определяться процессами высокоширотного блокирования. Обнаруженная особенность находится в соответствии с тенденциями арктического усиления и уменьшения площади морского льда. Полученные результаты важны для понимания изменений в сезонной циркуляции и совершенствования прогнозов экстремальных погодных явлений в Евразии.

Ключевые слова: арктическое усиление, теплая Арктика — холодная Евразия (TAXE), атмосферное блокирование, циркуляция, климатические аномалии

© Авторы, 2026

© Authors, 2026

Для цитирования: Зоркальцева О.С., Антохина О.Ю., Юргина Е.Н. Внутрисезонные изменения и пространственные паттерны влияния арктического потепления на циркуляционные и температурные аномалии в Евразии. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):35–51. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-35-51>

Поступила 21.10.2025

После переработки 18.11.2025

Принята 09.12.2025

Intraseasonal changes and spatial patterns of Arctic warming influence on circulation and temperature anomalies in Eurasia

Olga S. Zorkaltseva[✉], Olga Yu. Antokhina^{1,2}, Elena N. Yurgina¹

¹ *Institute of Solar-Terrestrial Physics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

² *V.I. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia*

[✉]olgak@iszf.irk.ru

 OSZ, 0000-0002-2007-3595; ENY, 0000-0002-2120-3574; OYA, 0009-0007-9883-5004

Abstract. The “Warm Arctic — Cold Eurasia” (WACE) pattern is a manifestation of Arctic amplification's influence on mid-latitude climate. Despite extensive research, crucial aspects such as its intraseasonal dynamics and the precise role of atmospheric blocking remain highly debated. This study presents a comprehensive analysis of the spatiotemporal variability of the WACE pattern and its connection to blocking anticyclones using ERA5 reanalysis data (1979–2023) on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid. We employed two independent methods to calculate the WACE index — based on temperature anomaly differences between the Barents-Kara Seas (BKS) and Central Eurasia (CE) and via Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis, which objectively identified the WACE pattern as the second leading mode of temperature variability, explaining $\sim 17\%$ of the variance. Atmospheric blocking was diagnosed using the GHGS index at the 500 hPa level, distinguishing between northern ($50\text{--}70^\circ\text{N}$) and southern ($40\text{--}60^\circ\text{N}$) regimes to account for the seasonal shifts in the blocking latitude. Our analysis reveals a sustained restructuring of atmospheric circulation since the early 2000s, marked by a statistically significant intensification of the WACE pattern in the autumn-winter period (a trend of 1.4°C per decade for December-February) and a fundamental shift in its seasonal progression. It has been found that in the early cold season (October–November), the WACE pattern is most strongly correlated with the northern blocking events. The longitudinal focus of this correlation has shifted eastward, with its peak located over the Western Siberian sector ($70\text{--}90^\circ\text{E}$), rather than the traditional Ural Mountains. The correlation coefficients in this sector for the northern regime reach 0.7 in October, underscoring a robust linkage. This points to a transformation of the primary mechanism behind WACE formation after the year 2000, which is now governed by high-latitude blocking over the increasingly ice-free Kara Sea. The observed systemic shift towards high-latitude, “Rex”-type dipole blocks effectively shortens the transitional autumn period, leading to an earlier and more abrupt establishment of winter-like circulation. These findings are important for understanding fundamental changes in seasonal circulation over Eurasia and for improving the predictability of extreme cold weather events.

Keywords: Arctic amplification, Warm Arctic — Cold Eurasia (WACE), atmospheric blocking, circulation, climate anomalies

For citation: Zorkaltseva O.S., Antokhina O.Yu., Yurgina E.N. Intraseasonal changes and spatial patterns of Arctic warming influence on circulation and temperature anomalies in Eurasia. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):35–51. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-35-51>

Received 21.10.2025

Revised 18.11.2025

Accepted 09.12.2025

Введение

Современное глобальное потепление характеризуется выраженной пространственной неоднородностью [1], наиболее ярким проявлением которой является феномен арктического усиления (АУ) — более быстрое повышение температуры в Арктике по сравнению со среднемировыми показателями [2–4].

Теоретическая основа феномена была заложена в 1896 г. Сванте Аррениусом, который предсказал наиболее интенсивное потепление в полярных регионах от роста CO_2 [5]. Качественный скачок в понимании произошел с развитием климатического моделирования. В 1969 г. Михаил Будыко с помощью модели энергетического баланса показал, что сокращение ледяного покрова ведет к дополнительному поглощению радиации и ускоренному потеплению [6], в это же время аналогичные выводы сделал Уильям Селлерс [7]. Окончательное подтверждение гипотезы пришло с появлением трехмерных моделей общей циркуляции, что было однозначно продемонстрировано в работе Сюкуро Манабе и Ричарда Везеральда в 1975 г. [8].

Механизмы, ответственные за АУ, носят комплексный характер и включают в себя ряд положительных обратных связей. Сокращение площади снега и льда приводит к увеличению поглощения солнечной радиации темной поверхностью океана, что усиливает потепление и дальнейшее таяние [9]. Открытые воды аккумулируют тепло в летний период и активно отдают его в атмосферу в осенне-зимний сезон, что приводит к аномальному повышению температуры приземного воздуха и увеличению влагосодержания атмосферы [10]. Усиление испарения с поверхности океана ведет к росту облачности, которая, в зависимости от высоты и фазового состава, может как усиливать потепление (увеличивая парниковый эффект), так и ослаблять его (отражая солнечную радиацию) [11].

Потепление Арктики снижает разницу температур между полюсом и экватором. Это ведет к ослаблению западного переноса в средних широтах, что способствует усилению меридиональных процессов и блокирующих процессов [12, 13]. Данное явление выступает как фактор крупномасштабных перестроек в атмосферной циркуляции Северного полушария [14]. Ослабленный зональный перенос способствует формированию атмосферных блокировок, таких как Уральский блокинг (УБ) — квазистационарный антициклон в районе Урала [15–17]. Тепловые потоки от безледной воды в Арктике возмущают планетарный волновой поток, способствуя возникновению и поддержанию таких блокингов [18, 19]. Наиболее ярким последствием УБ является формирование дипольной аномалии теплая Арктика — холодная Евразия (ТАХЕ): блокинг отклоняет арктические воздушные массы на юг, вызывая потепление в Арктике (особенно над Баренцевым и Карским морями) и аномальные холода в центральных регионах Евразии [15, 20]. Для реализации ТАХЕ-паттерна важен волновой отклик, вызванный как прямым воздействием сокращения морского льда в Баренцевом море, так и удаленными тепловыми аномалиями в Северной Атлантике, в частности в районе Гольфстрима [21]. Многие экстремально холодные зимы в Евразии совпадали с рекордным таянием льда и положительной фазой ТАХЕ [22, 23].

При положительной фазе ТАХЕ происходит раннее формирование снежного покрова в Сибири [24]. Аномалии циркуляции, вызывающие это, являются частью волновой цепочки, распространяющейся из Северной Атлантики [25]. Отрицательные температурные аномалии, связанные со снежным покровом, могут поддерживать и усиливать волновую активность над Евразией [26], что способствует вертикальному

распространению волн Россби в стратосферу [16]. Таким образом, влияние усиления Арктики выходит за пределы тропосферы, а понимание связей между таянием льда, Уральским блокингом, снежным покровом и стратосферными процессами критически важно для сезонных прогнозов и оценки климатических рисков в Евразии.

Несмотря на значительный прогресс, некоторые аспекты феномена TAXE остаются дискуссионными. Во-первых, сохраняется научная полемика о силе и природе связи между арктическим усилением и экстремальными зимами в Евразии. Существуют противоречивые свидетельства о влиянии УБ и степени этой связи [27, 28]. Так, анализ более длинных рядов данных показывает, что статистическая связь ослабевает при учете внутренней изменчивости атмосферы, что ставит под сомнение ее причинно-следственный характер [29]. В современных исследованиях преобладает гипотеза о том, что внутренняя изменчивость атмосферы, вероятно, является доминирующим фактором в формировании температурных аномалий в Евразии, а влияние Арктики может быть слабее, чем предполагалось ранее, и перекрываться естественными колебаниями климатической системы [30]. Во-вторых, необходима более детальная оценка того, как именно интенсивность и положение центра УБ модулируют амплитуду и географическую локализацию аномалий холода над Евразией.

В настоящем исследовании для количественной оценки силы и устойчивости связи между арктическим потеплением и блокирующими антициклонами будет проведен корреляционный анализ между индексом TAXE и индексом интенсивности блокирования, рассчитанным как для северного ($50\text{--}70^\circ$ с. ш.), так и для южного ($40\text{--}60^\circ$ с. ш.) режимов блокирований в диапазоне от $0\text{--}120^\circ$ в. д. Такой подход позволяет не просто констатировать наличие связи, но и точно оценить ее силу и статистическую значимость для конкретного географического района, наиболее релевантного для формирования погодных аномалий в Евразии.

Данные и методы

Для анализа режима TAXE были использованы данные о приземной температуре воздуха (ПТВ) реанализа ERA5 на сетке $2,5 \times 2,5$ градуса [31]. Аналогично работе [32] были рассчитаны разности аномалий приземной температуры воздуха между регионом Баренцева и Карского морей (БКМ) и Центральной Евразией (ЦЕ) (рис. 1).

Для каждого месяца рассчитывались средние взвешенные по площади температуры для Арктического и Евразийского регионов. На основе базового периода 1979–2023 гг. были определены климатические нормы для каждого календарного месяца отдельно по регионам. Для каждого месяца вычислялись аномалии температуры относительно соответствующей нормы, процедура детрендрования не проводилась. Индекс TAXE рассчитывался как разность между арктической и евразийской аномалиями согласно формуле (1):

$$\text{TAXE}_T = T'_{60\text{--}85^\circ N, 30\text{--}90^\circ E} - T'_{40\text{--}60^\circ N, 60\text{--}120^\circ E} \quad (1)$$

Для оценки индекса TAXE также были рассчитаны эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) для температуры в области $0\text{--}180^\circ$ в. д., $20\text{--}90^\circ$ с. ш. за период 1979–2023 гг. с октября по март, когда сигнал TAXE наиболее выражен [20]. Для каждого месяца были рассчитаны поля месячных аномалий приземной температуры, по значениям которых были найдены преобладающие пространственные моды (ЭОФ). Известно, что зимние колебания ПТВ над Евразией тесно связаны с Арктическим колебанием (АО), которое доминирует в атмосферной циркуляции над Северным

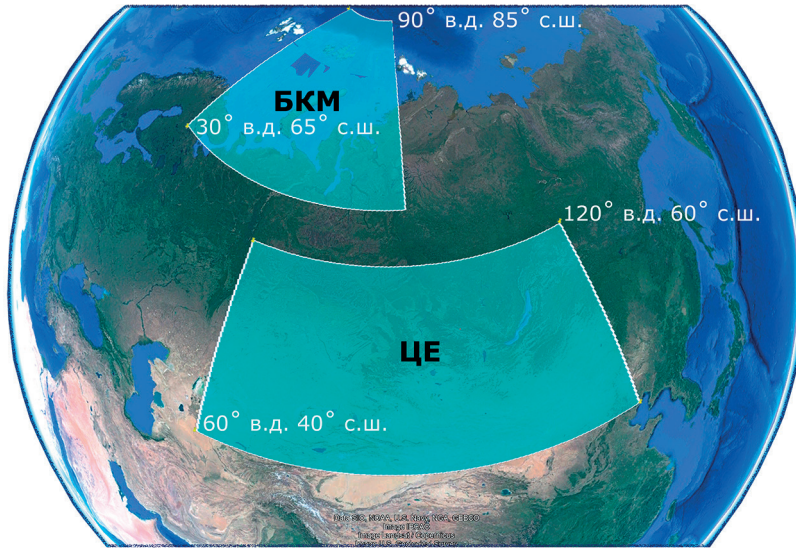


Рис. 1. Карта-схема регионов для расчетов аномалий температуры. Арктика (30–90° в. д., 65–85° с. ш.) (БКМ), Евразия (60–120° в. д., 40–60° с. ш.) (ЦЕ)

Fig. 1. Map of the regions where temperature anomalies were calculated. Arctic (30–90° E, 65–85° N) (БКМ — BKS), Eurasia (60–120° E, 40–60° N) (ЦЕ — CE)

полушарием [33]. Как отмечено в работе [20], эта связь отражена в первой ЭОФ. Вторая главная мода (ЭОФ) показывает четкие дипольные температурные аномалии, охватывающие районы северных морей и Евразию (рис. 2), соответствующие ТAxE-паттерну. Как по результатам других исследований [20], так и по нашим расчетам главная компонента (ГК) 2 внесла вклад в общую изменчивость аномалий температуры порядка 17 %, а ГК1 ~30 %. В дальнейшем вариации ГК2 будут использованы в качестве индекса $TAxE_{ЭОФ}$. Пространственная структура для фазы положительной второй моды ЭОФ (ГК2), визуально близка к структуре, выявленной с помощью композитного анализа для лет с положительной фазой $TAxE_T$. Суммарная доля дисперсии, описываемая первыми двумя ЭОФ, составляет около 47 %. Важно подчеркнуть, что метод ЭОФ ранжирует моды по степени пространственной когерентности, а не только по вкладу в общую дисперсию. Таким образом, первые моды эффективно фильтруют крупномасштабный устойчивый сигнал от менее организованной изменчивости и шума. Высокая корреляция (см. рис. 4) между индексами $TAxE_{ЭОФ}$ и $TAxE_T$ свидетельствует о том, что выделенная компонента является физически значимой и наиболее тесно связанной с исследуемым паттерном, несмотря на невысокую долю объясненной дисперсии. Метод ЭОФ объективно выявляет доминирующие паттерны изменчивости (моды) без задания априорных гипотез и количественно оценивает вклад каждой моды в общую дисперсию поля температуры. С другой стороны, расчет $TAxE_T$ позволяет оценить физическую амплитуду аномалий в °C, показывая, насколько сильными бывают отклонения температуры в те или иные годы.

Традиционно значения $TAxE$ усредняют за зимний период года [20, 27], мы расширили диапазон исследования на осенние и весенние месяцы, поскольку, как

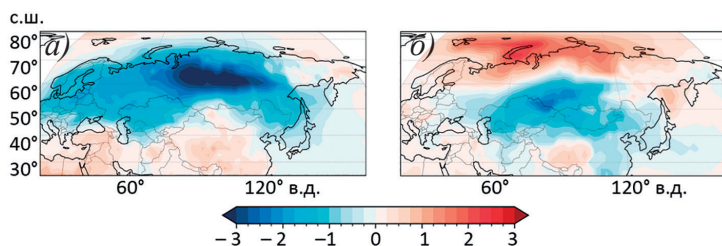


Рис. 2. Пространственная структура поля ГК1 (а) и ГК2 (б) для аномалий приземной температуры в январе за период с 1979 по 2023 г. Главные компоненты являются безразмерными величинами, заливкой показаны стандартизованные отклонения от средней пространственной структуры

Fig. 2. Spatial structure of PC1 (a) and PC2 (b) for surface temperature anomalies in January for the period from 1979 to 2023. The principal components are dimensionless quantities; the color shading represents standardized deviations from the mean spatial pattern

было отмечено выше, режим TAXE чувствителен к началу формирования снежного покрова, который нередко наблюдается на территории Сибири в октябре. Март был включен в анализ, поскольку стратосферные процессы еще активны в марте, а, как упоминалось во введении, стратосферно-тропосферные взаимодействия также играют существенную роль в формировании режима TAXE (рис. 3, 4).

В работе для анализа блокирующих процессов был использован индекс GHGS (*geopotential height gradient south*) (формула 2). Впервые индекс был предложен в [34], затем модернизирован на основе работы [35] для сетки 2,5°. GHGS пропорционален зональной геострофической составляющей ветра и характеризует интенсивность зонального потока на выбранной долготе (λ) [35]. Долгота считается заблокированной, если значение $\text{GHGS} > 0 \text{ м}^\circ\text{ф}$.

Исследование взаимосвязи атмосферного блокирования и температуры воздуха проводилось на основании методики, предложенной в работах [36, 37]. Метод основан на предположении о смещении блокирующих антициклонов в зимний период к северу [37]. С учетом возможных сдвигов в положении блокирования были рассчитаны два варианта индекса GHGS с разностью между 40 и 60° с. ш. и между 50 и 70° с. ш., обозначенные соответственно южным (S) и северным (N) режимами блокирования. Расчет проводился по данным геопотенциала на уровне 500 гПа из реанализа ECMWF ERA5 [31] для долгот от 0 до 120° в. д. Северного полушария за период с 1979 по 2023 г.

$$\text{GHGS} = \frac{Z(\lambda, \varphi_0) - Z(\lambda, \varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s}, \quad (2)$$

где GHGS — южный градиент геопотенциала; Z — высота изобарической поверхности 500 гПа на широте φ и долготе λ ; $\varphi_0 = 60^\circ$ (S), 70° (N) с. ш. $\pm \Delta$; $\varphi_s = 40^\circ$ (S), 50° (N), с. ш. $\pm \Delta$; $\Delta = -5, 0, -2, 5, 0, 2, 5, 5, 0$. В рамках заданной долготы расчет GHGS производится для всех возможных комбинаций широтных пар (φ_0, φ_s) и их смещений (Δ), указанных выше. Критерий блокирования считается выполненным, если условие $\text{GHGS} > 0$ соблюдается хотя бы для одной из этих комбинаций. В работе будет использован индекс мгновенного блокирования (ИМБ) (от англ. Instantaneous Blocking Frequency) — это метрика, которая

определяет вероятность обнаружения атмосферного блокирования в конкретный момент времени (по данным за определенный день) в заданной географической точке или области.

Результаты

Пространственно-временные закономерности изменения индекса TAXE и его корреляций с блокированием

Сравнение индексов TAXE, полученных разными методами, выявило их высокую согласованность (коэффициент корреляции временных рядов $TAXE_{ЭОФ}$ и $TAXE_T$ составляет 0,95, рис. 3). Анализ долгосрочной динамики указывает не на простой линейный тренд, а на качественное изменение режима циркуляции — переход индекса TAXE преимущественно в положительную фазу, устойчиво наблюдаемую с начала 2004 г. Данный результат, свидетельствующий о перестройке климатической системы, согласуется с выводами других исследователей [38].

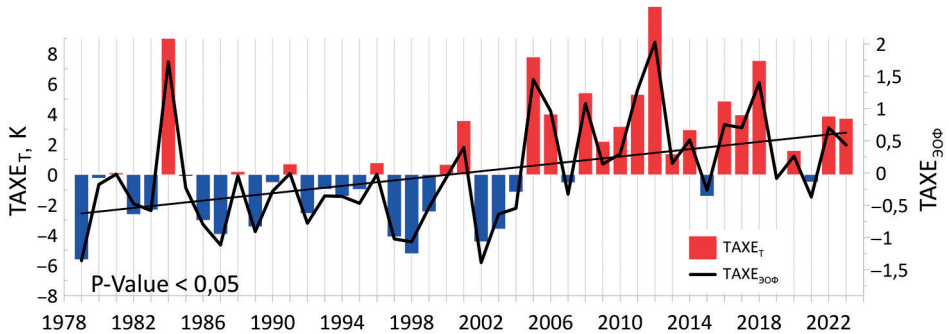


Рис. 3. Вариации индексов $TAXE_T$ (заливка) и $TAXE_{ЭОФ}$ (черная кривая), усредненных за период с декабря по февраль. Черная прямая — линейный тренд $TAXE_{ЭОФ}$. P-Value — уровень значимости
Fig. 3. Variations of the $WACE_T$ (fill) and $WACE_{EOF}$ (black line) indices averaged over the period from December to February. The black line is the linear trend of the $WACE_{EOF}$. P-Value is the significance level

В то время как средний за зимний период индекс TAXE демонстрирует устойчивый рост, отчетливо выраженный с 2004 г. (рис. 3), более детальный анализ за каждый месяц выявляет существенно более раннее начало изменений (рис. 4). Если в марте наблюдается выраженный спад повторяемости паттерна, то уже в октябре-декабре положительные фазы TAXE стали учащаться начиная с рубежа 1990–2000-х гг., то есть на несколько лет раньше, чем это фиксируется усредненным зимним показателем. Таким образом, противопоставление общей зимней тенденции и помесечной динамики позволяет сделать вывод о том, что перестройка режима циркуляции, связанная с феноменом теплая Арктика — холодная Евразия, начала зарождаться в осенние месяцы еще до того, как ее влияние стало доминирующим на протяжении всей зимы.

Таблица 1 показывает, что вариации двух соседних месяцев в осенне-зимний период коррелированы, в то время как изменчивость TAXE в марте оказывается не связанной с другими месяцами. Это указывает на то, что к марту цепочка атмосферных процессов, определявших режим TAXE на протяжении осенне-зимнего сезона, прерывается и формирование аномалий начинает подчиняться, вероятно, иным механизмам.

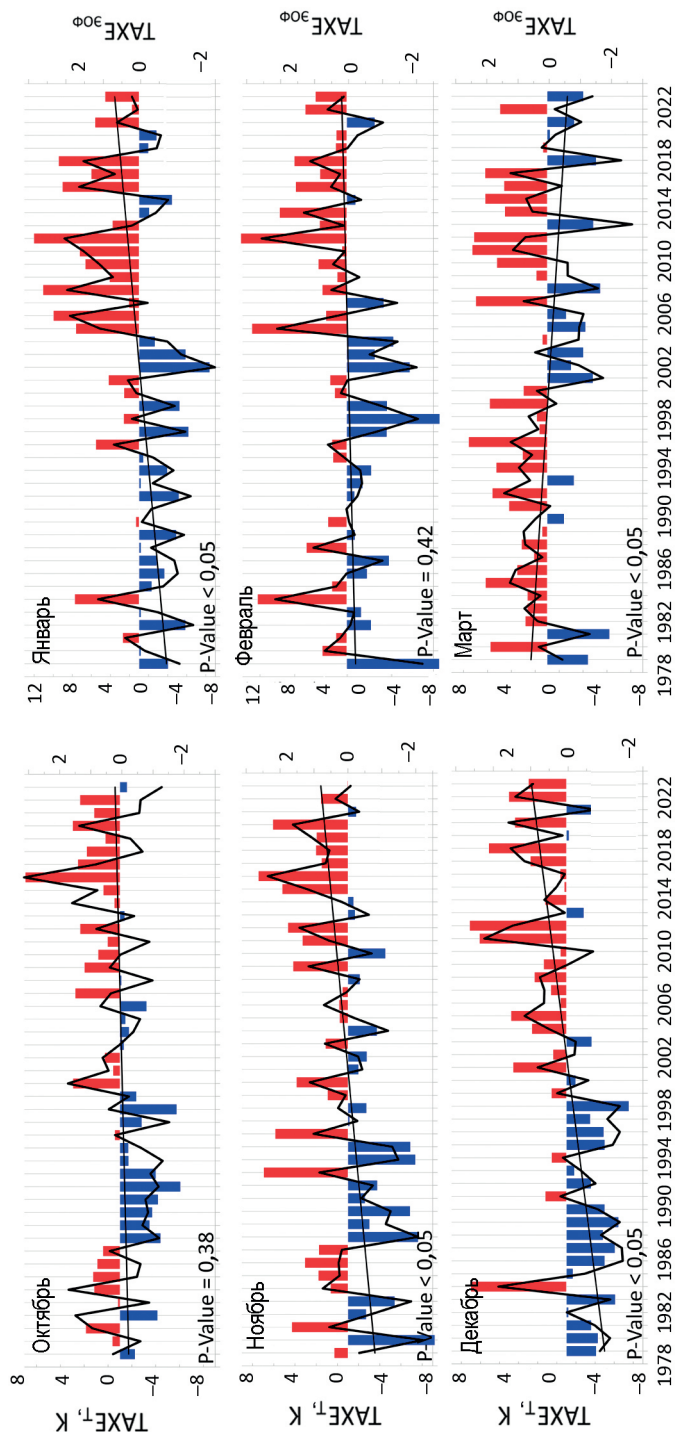


Рис. 4. Внутрисезонные вариации индексов $TAXE_{T_i}$ (заливка) и $TAXE_{FOF}$ (черная кривая) в октябре, ноябре, декабре, январе, феврале и марте. Черная прямая — линейный тренд $TAXE_{FOF}$. P-Value — уровень значимости

Fig. 4. Intraseasonal variations of the $WACE_{T_i}$ (fill) and $WACE_{FOF}$ (black line) indices in October, November, December, January, February and March. The black line is the linear trend of the $WACE_{FOF}$. P-Value is the significance level

Таблица 1

Внутрисезонные значения коэффициентов корреляции индекса $TAXE_{\text{ЭОФ}}$ со сдвигами от 1 до 5 месяцев внутри одного сезона

Table 1

Intraseasonal values of the correlation coefficients of the $WACE_{\text{ЭОФ}}$ index with shifts from 1 to 5 months during one season

	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
Октябрь	1	0,6	0,2	0,2	0,1	0
Ноябрь		1	0,4	0,4	0,1	0
Декабрь			1	0,5	0,4	-0,3
Январь				1	0,6	-0,1
Февраль					1	0
Март						1

Таблица 2 показывает коэффициенты корреляции между индексом $TAXE$ и индексами блокирования (ИМБ) двух типов — S (южный критерий блокирования) и N (северный критерий блокирования). Анализ проводится по месяцам холодного сезона (октябрь–март) и по разным долготным секторам (0–110° в. д., с шагом 10°, а также усредненный сектор 60–90° в. д.), цветом отмечены ячейки с максимальными значениями корреляции среди всех долготных секторов.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции временных рядов ИМБ и $TAXE_{\text{ЭОФ}}$ с 1979 по 2023 г.

Table 2

Correlation coefficients of IBF and $WACE_T$ and $WACE_{\text{ЭОФ}}$ time series from 1979 to 2023

Месяц	Тип	Долготный сектор, градусы											Среднее 50–90	
		0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–90	90–100	100–110		110–120
Октябрь	S	0,2	0,3	0,2	-0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0	0,1	0	-0,1	0,1
	N	0,5	0,6	0,5	-0,5	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,5	0,5	0,5	0,6
Ноябрь	S	-0,1	0	0,1	-0,1	0,3	0,5	0,5	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	0,4
	N	0,2	0,1	0,1	-0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7
Декабрь	S	-0,1	0	0	-0,1	0,3	0,4	0,6	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5
	N	0,2	0,2	0,2	-0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
Январь	S	0	0,1	0,2	-0,4	0,5	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	0,6
	N	0,3	0,3	0,4	-0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,7	0,6	0,6	0,7
Февраль	S	0,3	0,3	0,3	-0,4	0,5	0,6	0,7	0,6	0,5	0,3	0,3	0,3	0,6
	N	0,3	0,4	0,3	-0,2	0,3	0,4	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,3	0,5
Март	S	0,2	0,4	0,5	-0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,2	-0,2	-0,4	0,4
	N	0	0,2	0,2	-0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	-0,1	-0,1	0,3

Примечание. Красным цветом отмечены ячейки с максимальными значениями корреляции среди всех долготных секторов, синим — минимальные.

Note. Red cells highlight the maximum correlation values across all longitudinal sectors; blue cells highlight the minimum values.

Вопреки распространенному в литературе представлению об Уральском блокинге ($60\text{--}70^\circ$ в. д.), наш анализ корреляций для различных долготных секторов в октябре–январе выявляет более тесную связь паттерна TAXE с блокирующим антициклоном, очаг которого смещен в район Западной Сибири ($70\text{--}90^\circ$ в. д.). Это различие принципиально, так как оно прямо указывает на механизм влияния: безледное состояние Карского моря ($\sim 70\text{--}100^\circ$ в. д.) может выступать фактором стационарирования антициклона именно над этим регионом [38]. В феврале-марте область высоких корреляций смещается в район Урала.

В осенний период (октябрь–ноябрь) мы видим, что режим TAXE имеет высокую степень связи с блокированием режима N, корреляции с режимом S отсутствуют. Это позволяет предположить в начале осенне-зимнего периода разные по конфигурации блокирующие ситуации (дипольный — Рекс и монополярный — Омега) либо же смещение блокинга к северу. В декабре-январе связь TAXE и ИМБ остается очень сильной для критерия N (средние значения 0,6). Критерий S также демонстрирует растущую корреляцию с индексом TAXE, достигая максимума в январе (0,6). Это указывает на то, что в разгар зимы формирование TAXE связано с обоими типами блокирующих процессов. Наблюдаемый паттерн позволяет предположить, что в середине холодного сезона пространственные характеристики и воздействие северного и южного режимов блокирования на меридиональный перенос становятся менее контрастными по сравнению с осенним периодом.

Наблюдаемое в начале осенне-зимнего сезона усиление корреляции TAXE с северным режимом блокирования имеет принципиальное значение. Данная связь объясняется ролью опрокидывания волн Россби (ОВР) как основного механизма формирования блокингов [39]. Если летом обрушение волн Россби в высоких широтах может не иметь столь значительных последствий, то в условиях уменьшающейся инсоляции этот же процесс способен запускать аномальные сценарии развития циркуляции. Критичность начала осенне-зимнего сезона заключается в переходном состоянии атмосферной системы, в этот период возможность опрокидывания планетарных волн, характерная для летнего режима, еще сохраняется, однако уже начинает формироваться и нарастать интенсивная осенняя полярная циркуляция. Это создает «окно уязвимости», когда взаимодействие тропосферы и стратосферы способствует проникновению стратосферного воздуха в тропосферу, которое может изменять сезонность зимней циркуляции. Наблюдаемое изменение сезонности и интенсивности формирования снежного покрова [40] может являться следствием нарушения традиционного сезонного цикла атмосферной циркуляции. Полученные нами результаты позволяют предположить, что основным механизмом этого нарушения является сокращение переходного осеннего периода, когда летний режим циркуляции практически сразу сменяется зимним. Такой «фазовый скачок» становится возможным вследствие интенсификации планетарных волн Россби в начале осенне-зимнего сезона, которые, опрокидываясь в высоких широтах, могут возмущать стратосферный вихрь и способствовать формированию меридионального типа циркуляции в тропосфере. Таким образом, аномально раннее и интенсивное установление зимнего режима циркуляции, регистрируемое через усиление TAXE-паттерна с октября, создает условия для преждевременного и устойчивого формирования снежного покрова, замыкая положительную обратную связь в климатической системе.

Изменение пространственного отклика приземной температуры воздуха на вариации блокирования в октябре

В работе [37] нами было показано, что начиная с 2000-х гг. в ноябре, декабре, феврале наблюдается устойчивый перекося в сторону северного режима блокирования (рис. 2 [37]), в том числе это лучше всего видно для начала зимы — ноября и декабря. Для данного режима характерно смещение блокирующих антициклонов в высокоширотные области, что сопровождается формированием устойчивого отрицательного сигнала в поле приземной температуры над обширными территориями Евразийского континента. В данном разделе мы ставим задачу исследовать, наблюдается ли аналогичная перестройка режимов в более ранний, октябрьский период — самый начальный этап осенне-зимнего сезона. Т. е. задача состояла в оценке изменений интенсивности и вклада северного и южного режимов блокирования в формирование циркуляционных и температурных аномалий в октябре на протяжении последних десятилетий.

Анализируя пространственное распределение коэффициентов корреляции для октября между ИМБ над Уралом (60–70° в. д.) и Западной Сибирью (70–90° в. д.) с вариациями приземной температуры (рис. 5) за периоды до и после арктического усиления, можно заметить, что в первый период прослеживается слабая структура ТАСХЕ (рис. 5а, б, д, е), причем она имеет более выраженную структуру для S-критерия (рис. 5д). После 2000 г. наблюдается значительное усиление корреляций с обширным снижением температуры над большей частью Евразии и повышением над северными морями, но только для N-критерия (рис. 5з, з). Полученный результат может являться следствием того, что до арктического усиления блокирующие антициклоны формировались южнее, в средних широтах. Их влияние на температуру было

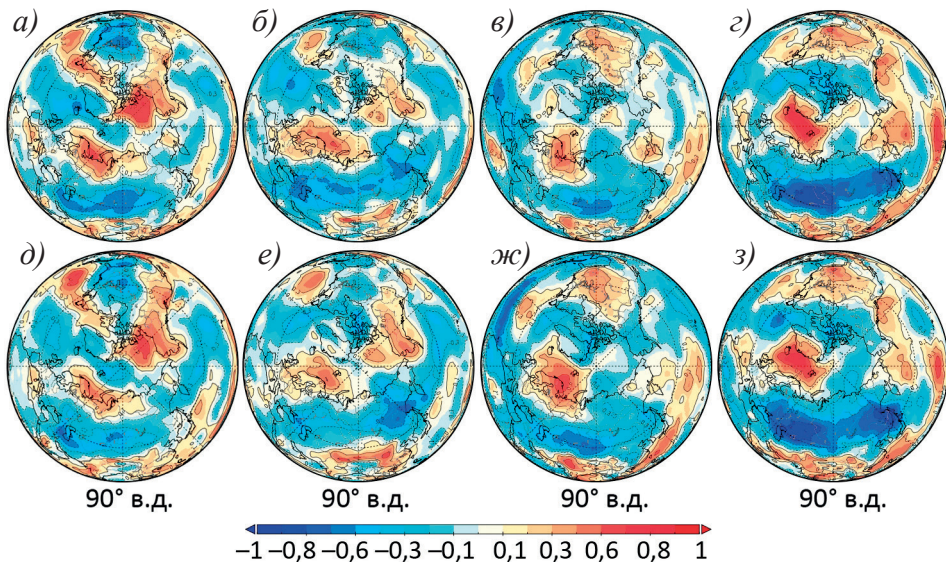


Рис. 5. Распределение коэффициентов корреляции между ИМБ (S — южный режим (а, в, д, ж), N — северный режим (б, з, е, з)) над Западной Сибирью (а–з) / Уралом (д–з) и приземной температурой воздуха в октябре с 1979 по 1999 г. (а, б, д, е) и с 2000 по 2023 г. (в, з, ж, з)

Fig. 5. Distribution of correlation coefficients between the IBF (S — southern mode (a, v, d, ж), N — northern mode (б, з, е, з)) over the dynamics of West Siberia (а–з) / Urals (д–з) and surface air temperature in October from 1979 to 1999 (a, б, д, е) and from 2000 to 2023 (в, з, ж, з)

менее устойчивым, паттерн TAXE проявлялся слабо. После начала 2000-х произошла «привязка» механизма TAXE к северному блокингу. Это означает, что очаг блокирующего антициклона теперь чаще формируется или смещается непосредственно над акваторией Карского моря и прилегающими арктическими районами. Такой сдвиг создает условия для реализации сценария TAXE, N-блокинг способствует адвекции теплых воздушных масс с океана в Арктику и препятствует выносу холода оттуда. Более того, он усиливает прямой нагрев от поверхности, которая теперь значительно дольше свободна ото льда. Этот же антициклон «запирает» западный перенос, вынуждая холодные арктические или континентальные воздушные массы скапливаться и стационарироваться над территорией Евразии к югу от него. Смена доминирующего механизма блокирования после 2000 г. с S-режима на N — это, вероятно, не случайность, а климатический тренд. Это свидетельство того, что арктическое усиление перешло от простого повышения температуры к активному изменению крупномасштабных атмосферных процессов, делая режим TAXE более устойчивым и доминирующим фактором в формировании погоды Евразии в осенне-зимний период.

Пространственная конфигурация блокирования для периодов аномального развития TAXE

В качестве итога показана пространственная конфигурация часто упоминаемого в литературе [15–17] Уральского блокинга. Кроме того, демонстрируется, как выглядел этот блокинг в свои самые мощные моменты — в те октябрь и ноябрь,

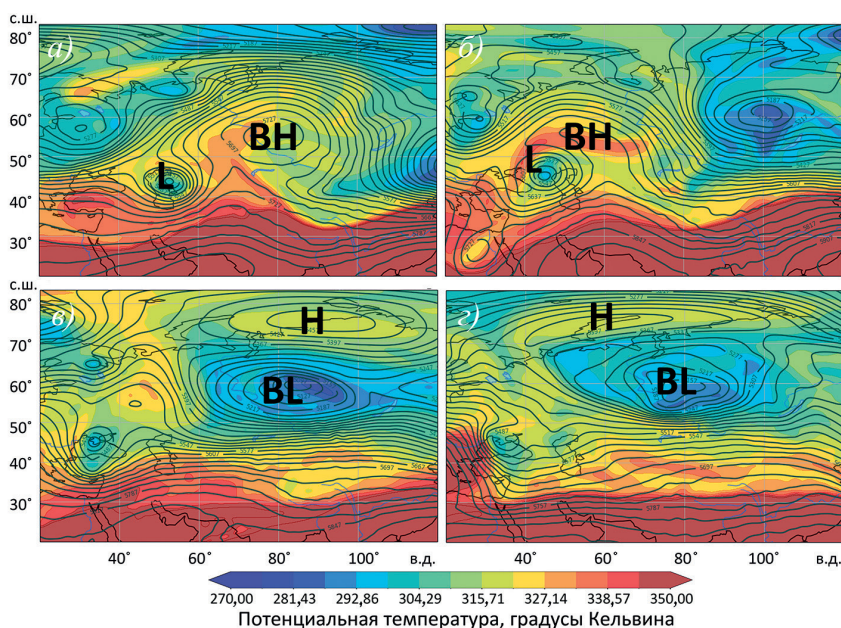


Рис. 6. Схемы блокирования, соответствующие монополюсному Омега-блокингу (а, б) и дипольному Рекс-блокингу (в, г). Изолинии — высота геопотенциала на 500 гПа, заливка — потенциальная температура на динамической тропопause (синий — холодные воздушные массы, красный — теплые). Н — антициклон, L — циклон, В — блокинг

Fig. 6. Blocking schemes for monopole omega blocking (a, b) and dipole Rex blocking (v, z). The isolines are the height of the geopotential at 500 hPa, the fill is the potential temperature at the dynamic tropopause (blue — cold air masses, red — warm). H — anticyclone, L — cyclone, B — blocking

когда режим TAXE проявлялся наиболее ярко. Эта демонстрация наглядно показывает механизм, связывающий устойчивый антициклон над северными морями с экстремальными похолоданиями на континенте.

На рис. 6 представлены две принципиально различные схемы блокирования: монополюсное Омега-блокирование с антициклоном (рис. 6а, б) и дипольное Рекс-блокирование с блокирующим (отсеченным) циклоном (рис. 6в, г). Основное различие между ними заключается в том, что конфигурации с блокирующим циклоном не идентифицируются по S-критерию ($40\text{--}60^\circ$ с. ш.), но уверенно обнаруживаются по N-критерию ($50\text{--}70^\circ$ с. ш., см. формулу 2). Чем больше таких структур наблюдается в конкретный период, тем выше корреляция температурного поля с N-режимом. Полученные результаты свидетельствуют о системном изменении структуры блокирующих процессов в начале XXI в., а именно: увеличение доли дипольных конфигураций с блокирующими циклонами отражает переход к новой климатической реальности, где доминирующей становится высокоширотная форма блокингов.

Выводы

Проведенное исследование пространственно-временных особенностей влияния арктического потепления на циркуляционные и температурные аномалии в Евразии позволило сформулировать ряд выводов:

1. Анализ эволюции индекса TAXE (теплая Арктика — холодная Евразия), рассчитанного двумя независимыми методами — как разность аномалий температуры между регионами Баренцева и Карского морей и Центральной Евразии (TAXE_T) и на основе анализа второй ведущей компоненты эмпирических ортогональных функций ($\text{TAXE}_{\text{оф}}$), — выявил их высокую согласованность (коэффициент корреляции 0,95) и подтвердил надежность используемых подходов.

2. За период с 1979 по 2023 г. для зимнего сезона (декабрь–февраль) обнаружен статистически значимый рост индекса TAXE со скоростью $1,4^\circ\text{C}/10$ лет, причем с 2004 г. наблюдается устойчивый переход его значений в положительную область, что согласуется с фазой арктического усиления.

3. Сезонный анализ выявил существенную неоднородность этой тенденции. В то время как в осенние месяцы (октябрь–ноябрь), так же как и в зимние месяцы, наблюдается учащение случаев реализации положительной фазы TAXE, хотя и с менее выраженным трендом на фоне сильной межгодовой изменчивости, для марта характерна противоположная тенденция к уменьшению частоты положительной фазы TAXE. Это указывает на масштабную перестройку сезонных режимов атмосферной циркуляции в Арктике и Евразии.

4. Обнаружена положительная связь между значениями индекса TAXE в соседние месяцы осенне-зимнего сезона (октябрь–февраль), в то время как март оказывается статистически изолированным от других месяцев, что подчеркивает его уникальность в сезонном цикле и, вероятно, связь с иными, возможно стратосферными, процессами, активными в это время.

5. Центральным результатом работы является количественная оценка роли атмосферного блокирования как ключевого механизма, связывающего арктическое потепление с евразийскими холодами. Корреляционный анализ между индексом TAXE и ИМБ, рассчитанными для южного (S) и северного (N) типов блокирования в различных долготных секторах, позволил выявить четкую пространственно-временную структуру этой связи. Вопреки устоявшемуся представлению об Ураль-

ском блокинге (60–70° в. д.) как о главном агенте TAXE, установлено, что в начале холодного сезона (октябрь–январь) максимум корреляции наблюдается в секторе 70–90° в. д., т. е. смещен в район Западной Сибири. Лишь в феврале-марте область наиболее тесной связи смещается к Уралу. Кроме того, выявлена зависимость от типа блокирования: в раннеосенний период (октябрь–ноябрь) режим TAXE демонстрирует сильную связь с N-режимом блокирования, в то время как корреляции с S отсутствуют или слабы. Это указывает на то, что в начале сезона формируется принципиально иная, смещенная к высоким широтам конфигурация блокирующего антициклона, которая эффективно обеспечивает адвекцию тепла в Арктику и вынос холода на континент. В середине зимы (декабрь–январь) связь TAXE с блокированием остается сильной и для критерия N, и для критерия S, что свидетельствует о вовлеченности обоих типов блокирующих процессов в поддержание дипольной аномалии. К марту связь ослабевает, особенно для северного режима.

6. Выявлена смена доминирующего типа блокирования, связанного с TAXE, после рубежа 2000-х гг. Сравнительный анализ пространственных корреляций между ИМБ и приземной температурой в октябре за периоды 1979–1999 гг. и 2000–2023 гг. показал кардинальные различия. В первый период связь между индексами блокирования и приземной температурой была слабой и в равной степени проявлялась для обоих критериев блокирования. После 2000 г. картина резко изменилась: для N-критерия сформировался четкий и устойчивый паттерн TAXE с сильным потеплением в Арктике и похолоданием над Евразией, в то время как для S такая связь практически исчезла. Это свидетельствует о фундаментальной перестройке атмосферной циркуляции, заключающейся в «привязке» механизма TAXE к высокоширотному блокированию. Такой сдвиг создает условия для реализации данного сценария: антициклон, располагаясь над акваторией Карского моря, способствует дополнительному нагреву от безледной поверхности океана и одновременно «запирает» западный перенос, способствуя стационарированию холодных воздушных масс над Евразией. Таким образом, полученные результаты позволяют заключить, что феномен арктического усиления не ограничивается простым ростом температур в высоких широтах, а ведет к качественной перестройке крупномасштабных атмосферных процессов над Евразией. Наблюдаемое усиление и более раннее (с октября) проявление режима TAXE, его тесная связь со смещенным к северу типом блокирования после 2000 г., а также противоположные тренды в марте указывают на сокращение переходного осеннего периода и «скачок» в сезонной эволюции циркуляции.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-77-10008-П). Хранение данных осуществлялось при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (субсидия № 075-ГЗ/С3569/278).

Вклад авторов. Концептуализация, методология и администрирование проекта — ОЗ и ОА; программное обеспечение, анализ и визуализация данных — ЕЮ, ОА и ОЗ; написание, рецензирование и редактирование — ОА и ОЗ. Все авторы прочитали и согласились с опубликованной версией рукописи.

Благодарности. Авторы выражают благодарность ЕЦСПП за доступ к данным ERA5.

Competing interests. The authors declare no competing interests.

Financing. This research was funded by the Russian Science Foundation, Project no. 22-77-10008-П. The data storage were financially supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Subsidy No.075-GZ/C3569/278).

Authors contribution. Conceptualization, methodology and project administration, OZ and OA; software, data analysis and visualization, EYu, OZ and OA; writing—review and editing, OA and OZ. All the authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Acknowledgments. The authors would like to thank ECMWF for access to ERA5 data.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Mokhov I.I., Semenov V.A. Weather and climate anomalies in Russian regions related to global climate change. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2016;41:84–92. <https://doi.org/10.3103/S1068373916020023>
2. Semenov V.A. Modern Arctic climate research: progress, change of concepts, and urgent problems. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021;57(1):21–33. <https://doi.org/10.1134/S0001433821010114>
3. *IPCC Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*. Pörtner H.O., Roberts D.C., Masson-Delmotte V., Zhai P., Tignor M., Poloczanska E., Mintenbeck K., Alegria A., Nicolai M., Okem A., Petzold J., Rama B., Weyer N.M. (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press; 2019. 755 p.
4. Лис Н.А., Чернявская Е.А., Лебедев Н.В., Тимохов Л.А. Пространственно-временная изменчивость теплоемкости в Северо-Европейском бассейне по данным реанализа ORAS5. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):256–276. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>
Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Lebedev N.V., Timokhov L.A. Space-time variability of heat content in the North European Basin based on ORAS5 reanalysis. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):256–276. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>
5. Arrhenius S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science*. 1896; 41(251):237–276.
6. Budyko M.I. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*. 1969;21(5):611–619.
7. Sellers W. D. A Global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1969;8(3):392–400.
8. Manabe S., Wetherald R.T. The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1975;32(1):3–15.
9. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*. 2010;464(7293):1334–1337. <https://doi:10.1038/nature09051>
10. Park H.-S., Lee S., Son S.-W., Feldstein S. B., Kosaka Y. The impact of poleward moisture and sensible heat flux on Arctic winter sea ice variability. *Journal of Climate*. 2015;28(13):5030–5040. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0074.1>
11. Francis J.A., Hunter E., Key J.R. Clues to variability in Arctic minimum sea ice extent. *Geophysical Research Letters*. 2005;32(21):L21501. <https://doi:10.1029/2005GL024376>
12. Newson R.L. Response of a general circulation model of the atmosphere to removal of the Arctic ice-cap. *Nature*. 1973;241(5385):39–40. <https://doi:10.1038/241039b0>
13. Murray R.J., Simmonds I. Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1995;100(D3):4791–4806. <https://doi:10.1029/94JC02206>
14. Hwang Y.T., Frierson D.M.W. Increasing atmospheric poleward energy transport with global warming. *Geophysical Research Letters*. 2010;37:L24807. <https://doi:10.1029/2010GL045440>

15. Luo D. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic–cold Eurasian anomalies. Part I: Blocking-induced amplification. *Journal of Climate*. 2016;29(11):3925–3947. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0611.1>
16. Tyrlis E., Manzini E., Bader J., Ukita J., Nakamura H., Matei D. Ural blocking driving extreme Arctic sea ice loss, cold Eurasia, and stratospheric vortex weakening in autumn and early winter 2016–2017. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*. 2019;124(21):11313–11329. <https://doi.org/10.1029/2019JD031085>
17. Peings Y. Ural blocking as a driver of early-winter stratospheric warmings. *Geophysical Research Letters*. 2019;46(10):5460–5468. <https://doi.org/10.1029/2019GL082097>
18. Honda M., Inoue J., Yamane S. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophysical Research Letters*. 2009;36(8):L08707. <https://doi.org/10.1029/2008GL037079>
19. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents–Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journal of Geophysical Research*. 2010;115(D21):D21111. <https://doi.org/10.1029/2009JD013568>
20. Mori M., Watanabe M., Shiogama H., Inoue J., Kimoto M. Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*. 2014;7(12):869–873. <https://doi.org/10.1038/ngeo2277>
21. Nakanowatari T., Sato K., Inoue J. Predictability of the Barents Sea ice in early winter: Remote effects of oceanic and atmospheric thermal conditions from the North Atlantic. *Journal of Climate*. 2014;27(23):8884–8901. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00125>
22. Zhang X., Lu C., Guan Z. Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in Eurasia. *Environ. Res. Lett.* 2012;7:1–7. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/044044>
23. Tang Q., Zhang X., Yang X., Francis J. A. Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environ. Res. Lett.* 2013;8:1–6. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014036>
24. Wegmann M., Orsolini Y., Dutra E., Vázquez M., Gimeno L., Nieto R., Bulygina O., Sterin A., Jaiser R., Handorf D., Rinke A., Dethloff K., Sterin A., Brönnimann S. Arctic moisture source for Eurasian snow cover variations in autumn. *Environ. Res. Lett.* 2015;10(5):1–10. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/5/054015>
25. Song L., Wu R. Processes for occurrence of strong cold events over Eastern China. *Journal of Climate*. 2017;30(22):9247–9266. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0857.1>
26. Inoue J., Hori M. E., Takaya K. The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. *Journal of Climate*. 2012;25(7):2561–2568. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00449.1>
27. Cohen J., Screen J. A., Furtado J. C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Jennifer Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*. 2014;7(9):627–637. <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>
28. Screen J.A., Blackport R. Is sea-ice-driven Eurasian cooling too weak in models? *Nature Climate Change*. 2019;9(12):934–936. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0635-1>
29. Blackport R., Screen J.A. Weakened evidence for mid-latitude impacts of Arctic warming. *Nature Climate Change*. 2020;10(12):1065–1066. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00954-y>
30. Cohen J., Zhang X., Francis J., Jung T., Kwok R., Overland J., Ballinger T.J., Bhatt U.S., Chen H.W., Coumou D., Feldstein S., Gu H., Handorf D., Henderson G., Ionita M., Kretschmer M., Laliberte F., Lee S., Linderholm H.W., Maslowski W., Peings Y., Pfeiffer K., Rigor I., Semmler T., Stroeve J., Taylor P.C., Vavrus S., Vihma T., Wang S., Wendisch M., Wu Y., Yoon J. Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*. 2020;10(1):20–29. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0662-y>

31. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. The ERA5 Global Reanalysis. *Q. J. R. Meteorological Society*. 2020;146(730):1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
32. Gong H., Wang L., Scream J., Chen W., Cohen J., Wu R. Teleconnection from Arctic warming suppresses long-term warming in central Eurasia. *Sci. Adv.* 2025;11(12):1–9. <https://doi:10.1126/sciadv.adq9461>
33. Thompson D.W., Wallace J.M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* 1998;25(9):1297–1300. <https://doi.org/10.1029/98GL00950>
34. Tibaldi S., Molteni F. On the operational predictability of blocking. *Tellus*. 1990;42(3):343–365. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1990.t01-2-00003.x>
35. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A.R., Hernandez E. A climatology of Northern hemisphere blocking. *Journal of Climate*. 2006;19(6):1042–1063. <https://doi.org/10.1175/JCLI3678.1>
36. Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Devyatova E.V., Martynova Yu.V. Atmospheric blockings in western Siberia. Part 2. Long-term variations in blocking frequency and their relation with climatic variability over Asia. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2018;43(3):143–151. <https://doi.org/10.3103/S1068373918030020>
37. Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Zorkal'tseva O.S., Martynova Yu.V., Gochakov A., Mordvinov V.I. The autumn–winter response of air temperature to the blocking frequency in the Atlantic–Eurasian sector. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2023;48:919–930. <https://doi.org/10.3103/S1068373923110018>
38. Semenov V.A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012. *Environ. Res. Lett.* 2015;10(5):054020. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/5/054020>
39. Gochakov A.V., Antokhina O.Yu., Krupchatnikov V.N., Martynova Yu.V. Long-term variability of Rossby wave breaking in the subtropical jet stream area. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2022;47(2):79–88. <https://doi:10.3103/S1068373922020017>
40. Martynova Yu.V., Krupchatnikov V.N., Gochakova A.V., Antokhina O.Yu. Relationship between anomalies of the rate of snow cover formation in western Siberia and atmospheric dynamics in the Northern Hemisphere in the autumn–winter season. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2022;58(1):95–109. <https://doi:10.31857/S0002351522010072>

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-52-64>

УДК 551.50, 551.52, 551.583



Incoming shortwave radiation in the Barentsburg area, Spitzbergen, 2015–2025

Uliana V. Prokhorova[✉], Anton V. Terekhov¹, Alexandra I. Narizhnaya²

¹ State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[✉]uvprokhorova@aari.ru

UVP, 0000-0002-7600-4089; AVT, 0000-0002-8300-6883; AIN, 0009-0001-6488-9676

Abstract. We present an analysis of ten-year (2015–2025) in situ measurements of shortwave downward radiation (SWD) near Barentsburg, Spitzbergen. The measurements were performed using an automatic weather station near the Aldegondabreen Glacier at 180 m a. s. l., equipped with a Hobo silicon pyranometer (300–1100 nm, $\pm 5\%$ accuracy). The actual maximum radiation occurs between 15 May and 25 June, preceding the theoretical peak of the astronomical cycle, with a mean daily flux of 204 W m^{-2} , then gradually decreasing after late June. The data collected show good agreement with Ny-Ålesund measurements ($R^2 = 0.83$) and ERA5 reanalysis data ($R^2 = 0.89$). According to the latter, during the melt season a negative trend in shortwave flux has been observed since at least 1960, with -3.3 W m^{-2} per decade over 1976–2024, and a sudden decrease occurred in the late 1970s, likely linked to increased cloudiness from reduced sea ice. A comparison of the two climatic normals shows that the decrease in incoming shortwave radiation is seasonally uneven. It is limited to late summer, when radiation levels are already low, whereas in May and early June — during the seasonal maximum — no reduction is evident. Consequently, the timing of snow cover disappearance is a key control on glacier melt as maintaining a high surface albedo in early summer is critical for limiting melt. Quantitative assessment shows that a two-week shift in snowmelt timing changes the solar radiation absorbed by glaciers by $\sim 111 \text{ MJ m}^{-2}$, which is an equivalent of 0.36 m w. e. of glacier melt.

Keywords: actinometry, Arctic amplification, climate change, shortwave radiation, energy balance, glaciers, Spitzbergen

For citation: Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Narizhnaya A.I. Incoming shortwave radiation in the Barentsburg area, Spitzbergen, 2015–2025. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):52–64. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-52-64>

Received 12.11.2025

Revised 28.01.2026

Accepted 03.02.2026

© Авторы, 2026

© Authors, 2026

Особенности радиационного режима в районе Баренцбурга, Шпицберген, в 2015–2025 гг.

У.В. Прохорова¹✉, А.В. Терехов¹, А.И. Нарижная²

¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² ФГБУН Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

✉ duvprokhorova@aari.ru

ID УВП, 0000-0002-7600-4089; АВТ, 0000-0002-8300-6883; АИН, 0009-0001-6488-9676

Аннотация. В работе приведены характеристики потока приходящей коротковолновой радиации (КВР) в районе поселка Баренцбург (архипелаг Шпицберген) на основе десятилетнего ряда натуральных измерений (2015–2025 гг.), а также данных реанализа ERA5. КВР является основным источником энергии абляции ледников региона, что определяет актуальность исследования в условиях арктического усиления. Показано, что максимум потока КВР приходится на май – июнь, опережая теоретический (астрономический) пик инсоляции. Средний (2015–2025 гг.) поток за сезон абляции составляет 144 Вт/м². Измеренные значения хорошо коррелируют с рядами в Нью-Олесунне и с реанализом ERA5, но меньше в абсолютном выражении (BIAS около 7 Вт/м²) из-за более узкого диапазона длин волн, в котором проводятся измерения. Тем не менее реанализ ERA5 хорошо воспроизводит изменчивость КВР ($R^2 = 0,89$) и использован для анализа долгосрочных изменений. С 1960 г. выявлен статистически значимый отрицательный тренд КВР (–3,3 Вт/м² за десятилетие), при этом снижение КВР характерно для июня – сентября, в сезон абляции, что подчеркивает ключевую роль сроков схода снежного покрова в балансе массы ледников.

Ключевые слова: актинометрия, арктическое усиление, климатические изменения, коротковолновая радиация, тепловой баланс, ледники, Шпицберген

Для цитирования: Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Narizhnaya A.I. Incoming shortwave radiation in the Barentsburg area, Spitzbergen, 2015–2025. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):52–64. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-52-64>

Поступила 12.11.2025

После переработки 28.01.2026

Принята 03.02.2026

Introduction

Shortwave Downward Radiation (SWD) or Incoming solar radiation is one of the key climate-forming factors on Earth [1]. As the dominant component of the surface energy balance, it plays a crucial role in numerous thermal processes, shaping the temperature regime not only of the Earth's surface and the near-surface atmosphere, but also of deeper layers of water, snow, ice, and soil [2]. Consequently, radiation flux measurements are essential not only for general climatological research but also for hydrological, glaciological, geocryological, and related studies, as well as for validating climate model outputs.

In the Arctic — which has been warming at a rate faster than the global average over recent decades [3] — shortwave radiation is a major driver of Arctic amplification [4]. As sea ice extent declines, the surface albedo in high latitudes decreases, leading to enhanced absorption of solar radiation [5]. This positive feedback intensifies surface warming, accelerates snow and ice melt, and further reduces albedo, amplifying regional climate change. Since the strength of this feedback largely depends on the magnitude and

variability of incoming shortwave radiation, understanding its distribution and trends is critical for assessing both the present and future Arctic climate system.

Against this broader background, the Spitzbergen archipelago represents a key region for investigating the role of shortwave radiation in glacier and surface energy balance processes. On Spitzbergen, where glaciers cover about 60 % of the land area, shortwave radiation represents the dominant component of the glacier energy balance during the ablation season [6–8], as is the case for most glaciated regions worldwide [9]. At the same time, two opposing processes are reshaping the energy balance. On the one hand, as glacier area retreats across the archipelago — particularly in the Barentsburg region [10, 11] — the surface albedo decreases [12], resulting in increased absorption of shortwave radiation. On the other hand, record-high air temperatures in recent years have enhanced turbulent heat exchange, thereby reducing the relative contribution of radiation to the total energy balance [13–15].

Despite the importance of direct actinometric measurements, long-term observations of the radiation balance on Spitzbergen are limited to Ny-Ålesund, where records have been maintained since 1992 [16]. Shorter measurement series are available from a few other sites, such as the automatic weather station on the Austfonna ice cap, Nordaustlandet [17]. This scarcity of data complicates the validation of reanalysis products. For instance, the regional gridded dataset “Sval_Imp” was validated against meteorological records from 13 stations across the archipelago, but shortwave radiation could only be assessed using two available observational series [18]. This situation is typical of the Arctic as a whole, where actinometric observations are restricted to a limited number of meteorological stations.

Given these limitations, the present study aims to address the gap in available radiation data for Spitzbergen. Specifically, we present a ten-year series of continuous shortwave radiation measurements from the vicinity of Barentsburg and analyze the characteristics of the local radiation regime.

Materials and methods

Field Measurements. Regular measurements of incoming shortwave radiation in the Barentsburg area began in autumn 2015. An automatic weather station (AWS) was installed near Aldegondabreen Glacier on an elevated site at 180 m a. s. l., in an open area with valley sidewalls located approximately 450 m to the north and 1100 m to the south (Fig. 1). The AWS is equipped with a Solar Radiation (Silicon Pyranometer) Smart Sensor manufactured by Hobo (spectral range: 300 to 1100 nm, resolution: 1.25 W/m², measurement range: 0–1280 W/m², accuracy: ±10 W/m² or ±5 %, whichever is greater under sunlight conditions).

The extent to which the in situ measurements of incoming solar radiation in the Barentsburg area are complete is shown in Fig. 2 as a percentage of the total number of hourly records. Only the months outside the polar night are included. In the ten-year observation period, data are missing for May–July of a single season (2018), coverage for all the other years is more complete. Overall, the resulting dataset provides sufficient temporal coverage to allow a reliable assessment of seasonal and interannual variability in the shortwave radiation regime.

Ny-Ålesund data. This study also uses actinometric measurements from the settlement of Ny-Ålesund. The observational record has been maintained since 1992 with a temporal resolution of 1 minute [19]. Measurement of incoming solar radiation flux is carried out

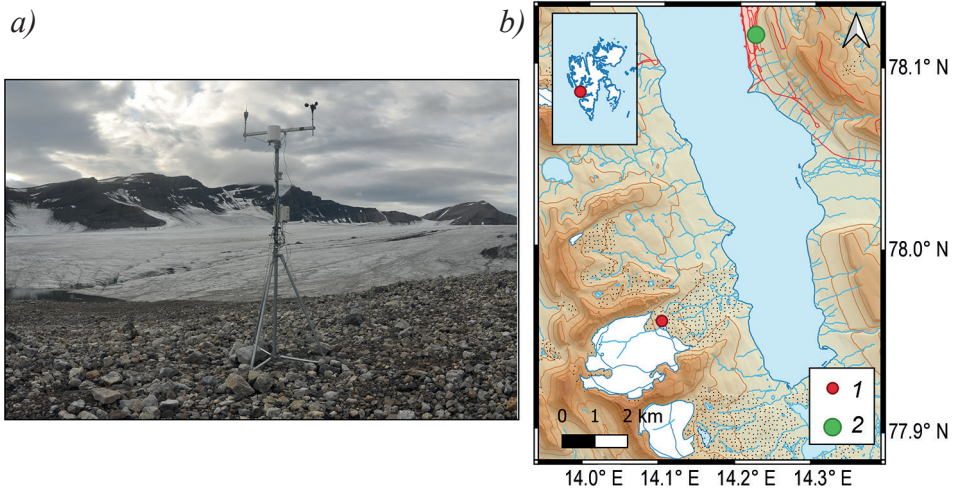


Fig. 1. Automatic weather station (AWS) for measuring shortwave downward radiation in the vicinity of Barentsburg: (a) overview, (b) map location.
 1 — AWS, 2 — Barentsburg

Рис. 1. Автоматическая метеорологическая станция (АМС) для измерений потока приходящей коротковолновой радиации в окрестностях Баренцбурга: (а) общий вид, (б) положение на карте.
 1 — АМС, 2 — Баренцбург

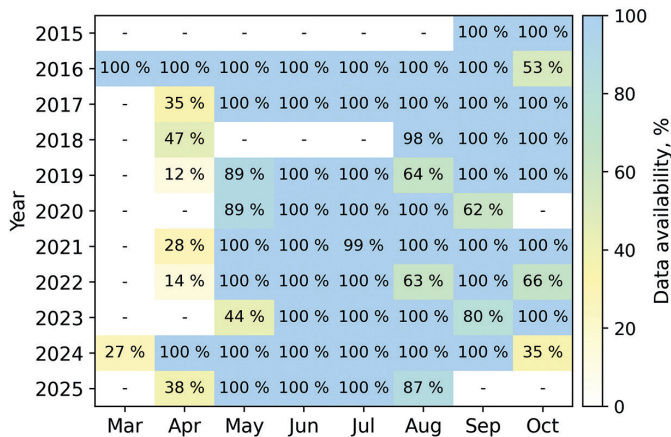


Fig. 2. Data availability: percentage of logged hourly observations of incoming shortwave solar radiation

Рис. 2. Временное покрытие данных измерений коротковолновой солнечной радиации, в процентах от часовых сроков

using a Kipp & Zonen CM22 pyranometer (spectral range: 200 to 3600 nm, resolution: $<1 \text{ W/m}^2$ (depending on the data logger), measurement range: 0–4000 W/m^2 , accuracy: $\pm 5 \text{ W/m}^2$ or $\pm 1 \%$, whichever is greater under sunlight conditions).

Reanalysis data. SWD data were obtained from the ERA5 reanalysis [20], which provides global fields with a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and an hourly temporal resolution. The data corresponding to the AWS location were extracted for the period

1960–2025. Reanalysis fields were spatially interpolated to the exact station coordinates using the surrounding grid points, rather than selecting the nearest grid node. Hourly fields were subsequently aggregated to obtain the required temporal resolution.

Results and discussion

Intra-annual SWD variability in the Barentsburg area

The intra-annual cycle of incoming shortwave radiation flux for 2016–2025 is shown in Fig. 3. Comparison with the theoretical clear-sky cycle, calculated solely from astronomical factors and excluding atmospheric effects using the “Potential incoming solar radiation” algorithm from “SAGA GIS”, shows that the observed maximum occurs in late May–June, slightly before the theoretical peak on 21 June (the summer solstice). The mean daily SWD flux reaches its annual maximum and remains nearly constant from approximately 15 May to 25 June (about 204 W m^{-2}), after which it decreases in an almost linear manner (Fig. 3a).

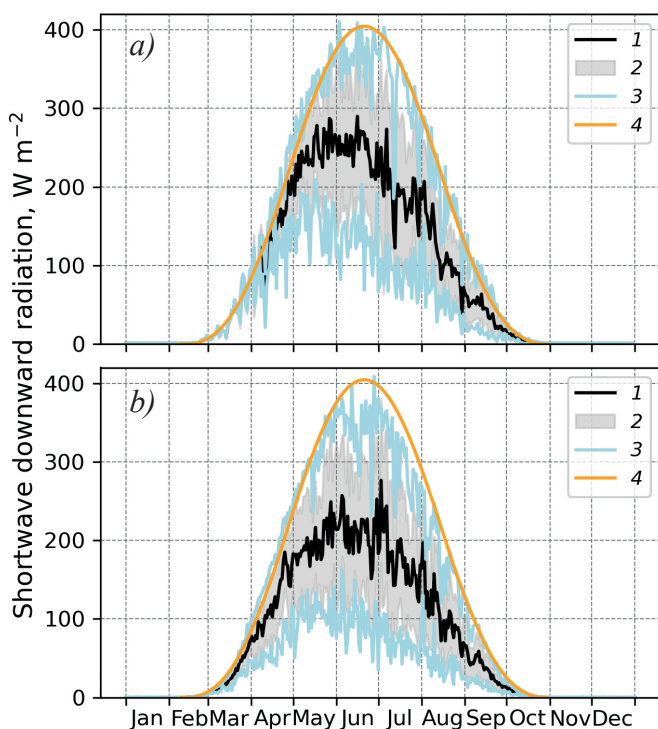


Fig. 3. Intra-annual variation of shortwave downward radiation in the vicinity of Barentsburg (a) and Ny-Ålesund (b), 2016–2025.

1 — mean value; 2 — \pm standard deviation; 3 — minimum and maximum; 4 — clear-sky radiation flux. Note that the wavelength range of the measurements differs between Barentsburg and Ny-Ålesund

Рис. 3. Внутригодовой ход потока приходящей коротковолновой радиации в окрестностях Баренцбурга (a) и Нью-Олесунна (b), 2016–2025 гг.

1 — среднее значение; 2 — \pm стандартное отклонение; 3 — минимум и максимум; 4 — поток приходящей коротковолновой радиации при ясном небе.

Примечание: диапазоны длин волн измерений в Баренцбурге и Нью-Олесунне различаются

The highest mean daily values recorded during the measurement period reached 328.5 W m^{-2} . The average flux for the averaged glacier ablation season, from 15 May to 15 September, was 144.3 W m^{-2} . These values are comparatively low for the Arctic as its western sector, where Spitzbergen is located, is the cloudiest region of the Arctic, with an annual mean total cloud cover of about 75 % and a mean low-level cloud cover of 52.1 % [22].

Direct comparison of absolute values of shortwave downward radiation in Barentsburg and Ny-Ålesund is not appropriate due to differences in the wavelength ranges of the measurements. The instrumentation used in Barentsburg does not cover the entire solar radiation spectrum, resulting in lower absolute flux values. Nevertheless, comparison of the averaged intra-seasonal SWD variation is possible. In Barentsburg, the maximum shortwave radiation flux occurs during the first week of June, whereas in Ny-Ålesund it occurs later, during the first week of July. Overall, the intra-seasonal patterns are generally similar, which is consistent with cloud cover in Ny-Ålesund and Barentsburg showing similar seasonal trends; however, Ny-Ålesund is slightly cloudier in summer, while Barentsburg tends to be clearer in spring [23], partially explaining the small temporal shift in SWD maxima between the sites.

Both settlements are within the influence of the North Atlantic advection, which, combined with the warming effect of the West Spitsbergen Current (WSC), forms a relatively warm and humid maritime climate. Nevertheless, during the summer period, Barentsburg experiences higher mean cloudiness, likely associated with a greater frequency of cyclones. The main zone of cyclone generation affecting the archipelago is located over the northeastern Atlantic. The pressure systems formed there, following the main storm track, generally move in a northeastward direction, reaching the Norwegian and Barents Seas [24].

The trajectories of these cyclones rarely shift northward over the archipelago, so the northwestern areas of Spitzbergen, including Ny-Ålesund, are outside the main zone of the storm track, unlike the southwestern areas. As a result, the Barentsburg region is exposed to more frequent cyclonic activity, leading to increased cloudiness and reduced incoming shortwave radiation [25]. In addition, quantitative metrics of cyclonic activity, including indicators of cyclone intensity and passage frequency, are also lower for the northwestern part of the archipelago [26].

Another factor likely influencing the differences in the radiation balance is the spatial heterogeneity of ice conditions. During the spring–summer period, the waters adjacent to Barentsburg have a higher proportion of open water, which enhances turbulent heat and moisture transfer and, consequently, also increases cloudiness [27].

Long-term SWD trends

Of particular interest is the SWD variability over the melt season (15 May to 15 September), which approximately corresponds to the mean glacier ablation period in the Barentsburg area. The available series of in situ measurements in the vicinity of Barentsburg is too short (2016–2025) to allow a reliable analysis of long-term trends in shortwave downward radiation. However, such an analysis can be carried out using reanalysis data. Although measurements in Barentsburg exhibit lower absolute SWD fluxes due to the truncated wavelength range (with a bias of about 7 W m^{-2} relative to both ERA5 and Ny-Ålesund), the temporal variability of SWD is well reproduced by the ERA5 reanalysis. In particular, ERA5 shows good agreement with the observed SWD variability over the 2016–2025 period (Fig. 4, $R^2 = 0.89$), despite a systematic offset in

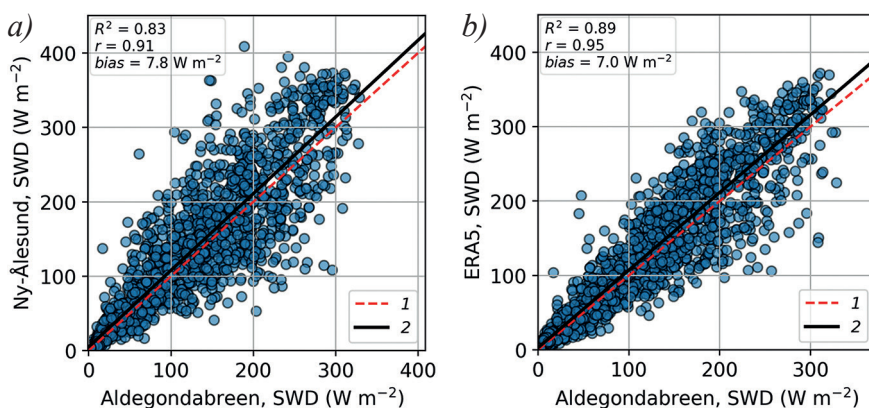


Fig. 4. SWD measurements in the Barentsburg area compared with (a) Ny-Ålesund observations and (b) ERA5 reanalysis.

1 — $y = x$; 2 — linear regression

Рис. 4. Сравнение приходящей коротковолновой радиации в окрестностях Баренцбурга: (a) с данными наблюдений в Нью-Олесунне и (b) с реанализом ERA5.

1 — $y = x$; 2 — линейная регрессия

absolute values. Therefore, the reanalysis can be employed to assess long-term SWD trends in the Barentsburg area.

The trend in the SWD flux is statistically significant at the $\alpha = 0.01$ level and amounts to -3.3 W m^{-2} per decade (Fig. 5a). However, the time series also exhibits a breakpoint, with an abrupt decline in shortwave radiation in the mid-1970s. A likely explanation for this sharp change is that the period 1960–1980 was characterized by relatively low total cloud cover, associated with large sea ice concentration and, consequently, a limited extent of open water in the Arctic [22]; after ~1980, the sea ice cover in the Spitzbergen region shows a persistent trend towards a longer ice-free season and a reduction in ice extent [27].

The long-term decrease in the SWD flux (Fig. 5a) is concentrated in the ablation season. A comparison of the two climatic normal periods (1961–1990 vs. 1991–2020, Fig. 5b) reveals that the main reduction in SWD occurs between June and September, aligning with the months of positive mean air temperatures in Barentsburg. This decline in incident SWD represents a potentially favorable factor for glacier persistence.

However, this potential benefit is largely counteracted by a simultaneous decline in the albedo of Spitzbergen glaciers. With albedo decreasing by up to 0.015 per decade in the southern region [11], this corresponds to an increase in absorbed SWD of $1.5\text{--}3.0 \text{ W m}^{-2}$ during the June–August period (based on the $100\text{--}280 \text{ W m}^{-2}$ SWD flux). This albedo-driven increase effectively nullifies the observed negative trend (approx. -3.3 W m^{-2}) in incoming SWD. Furthermore, the decreasing trend in incoming SWD is attributed to increasing cloud cover. While this reduces SWD input, it simultaneously suggests a rise in downward longwave radiation (a greenhouse effect); therefore, the net surface radiation balance of the glaciers is likely increasing—although a detailed analysis of this process is beyond the scope of the present study.

Notably, the reanalysis data for Ny-Ålesund do not exhibit similar step-like changes in the 1970s, and the trend is also somewhat smaller in absolute terms, amounting to -1.5 W m^{-2} per decade (Fig. 5b).

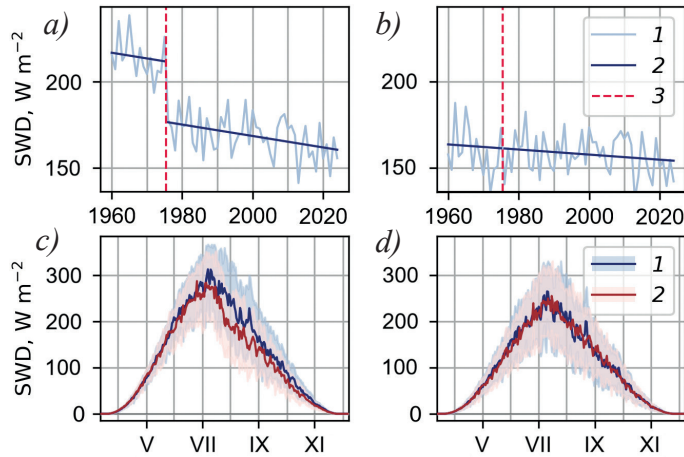


Fig. 5. SWD averaged over the ablation season (15 May — 15 September), based on ERA5 reanalysis data: *a* — long-term trends (1 — mean annual values, 2 — linear trends, 3 — break-point), Barentsburg; *b* — long-term trends (1 — mean annual values, 2 — linear trends, 3 — break-point), Ny-Ålesund; *c* — seasonal distribution (1 — mean \pm standard deviation for 1961–1990, 2 — mean \pm standard deviation for 1991–2020), Barentsburg; *d* — seasonal distribution (1 — mean \pm standard deviation for 1961–1990, 2 — mean \pm standard deviation for 1991–2020), Ny-Ålesund

Рис. 5. Поток приходящей коротковолновой радиации за сезон абляции (15 мая — 15 сентября), по данным реанализа ERA5: *a* — долгопериодные тренды (1 — среднегодовые значения, 2 — линейные тренды, 3 — точка перелома), Баренцбург; *b* — долгопериодные тренды (1 — среднегодовые значения, 2 — линейные тренды, 3 — точка перелома), Нью-Олесунн; *c* — сезонный ход (1 — среднее \pm стандартное отклонение за 1961–1990 гг., 2 — среднее \pm стандартное отклонение за 1991–2020 гг.), Баренцбург; *d* — сезонный ход (1 — среднее \pm стандартное отклонение за 1961–1990 гг., 2 — среднее \pm стандартное отклонение за 1991–2020 гг.), Нью-Олесунн

Effects on glacier energy and mass balance

The overall negative trend in SWD (Fig. 5a) is complicated by the fact that the incoming shortwave radiation at the very beginning of the ablation season (May and early June) shows no significant decrease over time. This makes the preservation of snow cover in early summer critically important for maintaining a high surface albedo and limiting early melt. To demonstrate this fact we estimated the energy absorbed by the glacier as a function of the date of snow cover disappearance, employing mean SWD data (Fig. 3) for the recent period of 2016–2025.

We analyzed five scenarios for the date of snowmelt, spaced at two-week intervals. Albedo values for the surfaces were set at 0.78 for snow and 0.32 for bare ice, consistent with typical measurements for glaciers in the Barentsburg area [28]. Over the assumed melt season (15 May to 15 September), the total SWD amounted to 1546.1 MJ m⁻² (represented by the dashed line in Fig. 6). Shifting the snowmelt timing by two weeks leads, on average, to a change in absorbed shortwave radiation of 111 MJ m⁻², which corresponds to approximately 0.36 m water equivalent (w. e.) of additional glacier melt. Crucially, delaying the melt date from June 1st to August 1st reduces the total absorbed energy by ~ 50 % (from 930 MJ m⁻² to 460 MJ m⁻²), thus highlighting the critical importance of maintaining the snow cover in June and July.

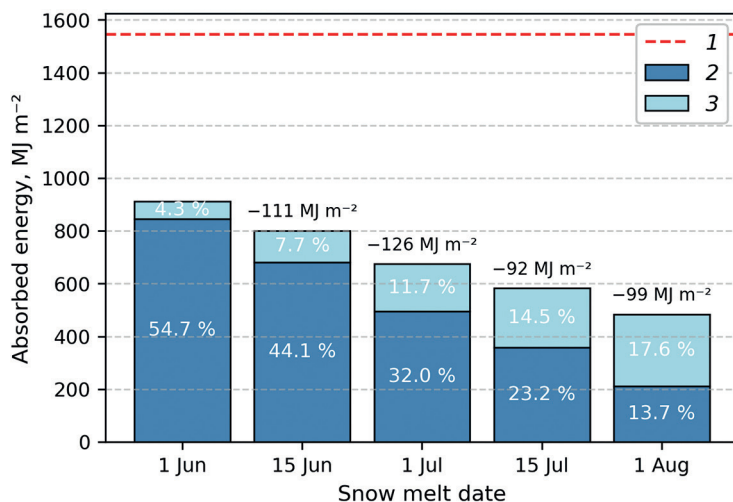


Fig. 6. Total amount of shortwave radiation absorbed by a glacier as a function of snow cover disappearance date: 1 — total SWD radiation during 15 May — 15 Sep; 2 — SWD radiation absorbed by bare ice; 3 — SWD radiation absorbed by snow cover

Рис. 6. Суммарное количество поглощенной ледником солнечной радиации в зависимости от даты схода снежного покрова: 1 — среднее количество солнечной радиации за сезон абляции с 15 мая по 15 сентября; 2 — доля радиации, поглощенной льдом; 3 — доля радиации, поглощенной снежным покровом

While the snow cover at the Barentsburg weather station (80 m a. s. l.) typically disappears around 15 June, the glaciers in the vicinity of Barentsburg, situated at higher elevations, experience later melt falling between the 15 June and 1 July scenarios. The inter-annual variability is significant: for instance, in the relatively cold season of 2021, the glacier surface only began to clear of snow around 1 July, with residual snow patches persisting in the upper reaches until early August [8]. In stark contrast, during the particularly warm summer of 2022 — which recorded the second most negative annual mass balance — the glacier surface was entirely bare ice as early as 25 June [14].

Long-term trends in the timing of snow cover disappearance are also of interest. It should be noted that the comparison between shortwave radiation and snow cover characteristics (and, therefore, surface albedo), as well as the assessment of their trends, is constrained by data availability. Robust and spatially consistent information on snow cover duration and related parameters exists primarily for the period corresponding to the second climatic normal considered in this study, i.e., approximately since the early 1990s. These observations show that the timing of the seasonal snowmelt and snow cover duration (SCD), demonstrates high spatial heterogeneity across the archipelago.

In the Barentsburg area, no statistically significant trend has been detected from in situ measurements, and the mean snowmelt date has remained essentially unchanged at 15 June (with variations between 31 May and 27 June) [29]. This local stability contrasts sharply with areas like Ny-Ålesund, which show a significant trend of SCD shortening by -14 ± 8 days per decade (1998–2023), accompanied by decreasing winter snow depth [30]. These two examples (Barentsburg and Ny-Ålesund) represent the extreme cases of trends across the archipelago. On average, however, a 34-year satellite record of snow cover for

Spitsbergen indicates that snow now begins to melt more than a week earlier [31]. The total number of snow-free days during summer is increasing most rapidly in areas dominated by lowland valleys and coastal plains, with the most pronounced trends observed near the large valleys of Nordenskiöld Land [31]. This widespread regional shift towards earlier melt underscores the necessity of assessing the sensitivity of glacier energy balance to changes in both SWD flux and snow cover duration.

Conclusions

In this study, we present an analysis of a decade-long series of in situ Shortwave Downward radiation measurements near Barentsburg, data which is sparse in the archipelago and traditionally limited to the long-term Ny-Ålesund series and episodic AWS records. This new local record provides essential data for resolving the energy balance in the central Spitzbergen region.

The Aldegondabreen Glacier measurements reveal that the actual maximum SWD flux (204 W m^{-2}) occurs between 15 May and 25 June, preceding the theoretical astronomical maximum. This early peak is critical, as the flux gradually decreases thereafter. The robustness of our local measurements (in the Barentsburg area) is confirmed by good agreement with both the Ny-Ålesund series ($R^2 = 0.83$) and the ERA5 reanalysis data ($R^2 = 0.89$).

Analysis of long-term data shows the SWD flux during the melt season has exhibited a persistent negative trend (-3.3 W m^{-2} per decade over 1960–2020), marked by a sudden decrease in the late 1970s. This reduction is primarily linked to an increase in cloudiness, a physical response driven by the reduction in sea ice extent and the subsequent prolongation of the ice-free period.

Comparison of climate normals (1960–1990 vs. 1990–2020) confirms that the SWD decrease is concentrated in the latter half of the glacier ablation season (June–July), while the flux at the beginning of the season remains almost unchanged. This underscores the critical importance of snow cover persistence during the peak solar period. Our quantitative assessment shows that shifting the snowmelt date by two weeks changes the solar radiation absorbed by glaciers in the Barentsburg area by $\sim 111 \text{ MJ m}^{-2}$. This difference highlights how earlier snowmelt significantly intensifies glacier ablation in central Spitzbergen, even if the incoming radiation trend is negative.

Thus, despite the observed regional negative trend in downward shortwave radiation, the primary factor governing the energy balance of Central Spitzbergen glaciers is the duration of the snow cover, whose early disappearance greatly intensifies melt and ultimately nullifies the potentially favorable effect of reduced insolation. To accurately capture the ongoing changes in the high-Arctic energy budget and constrain future projections, sustained collection of high-quality, long-term in situ radiation data in under-monitored regions like Barentsburg remains critically important.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Funding. The work was carried out within the framework of the NITR program of Roshydromet 5.1 for 2025–2029, “Development of models and methods for monitoring and forecasting the state of the atmosphere, ocean, sea ice cover, glaciers, and permafrost, as well as the study of ice interaction processes with natural objects and engineering structures for the Arctic”.

Authors contribution. Conceptualization — AT, Methodology — UP, Data Curation — UP, Formal Analysis — AT, UP, Visualization — UP, AT, Writing Original Draft — AT, UP, AN.

Acknowledgments. We thank the directors and staff of the Russian Arctic Expedition in Spitzbergen (RAE-S)

for their assistance in organizing and supporting the seasonal fieldwork.

Конфликт интересов. У авторов нет конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы НИТР Росгидромета 5.1 на 2025–2029 гг. «Развитие моделей и методов мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты, исследования процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики».

Вклад авторов. Концепция — АТ, Методы — УП, Данные — УП, Анализ данных — АТ, УП, Визуализация — АТ, УП, Написание оригинального текста рукописи — АТ, УП, АН.

Благодарности. Авторы благодарят руководителей и сотрудников Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) за помощь в организации и поддержке сезонных полевых исследований.

REFERENCES

1. Stephens G., Li J., Wild M., Clayson C.A., Loeb N., Kato S., L'Ecuyer T., Stackhouse P.W. Jr., Lebsock M., Andrews T. An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nature Geoscience*. 2012;5:691–696. <https://doi.org/10.1038/ngeo1580>
2. Hatzianastassiou N., Matsoukas C., Fotiadis A., Pavlakis K.G., Drakakis E., Hatzidimitriou D., Vardavas I. Global distribution of Earth's surface shortwave radiation budget. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2005;5(10):2847–2867. <https://doi.org/10.5194/acpd-5-4545-2005>
3. Rantanen M., Karpechko A.Y., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Vihma T., Laaksonen A. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Communications Earth & Environment*. 2022;3(1):168. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
4. Smith D.M., Screen J.A., Deser C., Cohen J., Fyfe J.C., García-Serrano J., Jung T., Kattsov V., Matei D., Msadek R., Peings Y., Sigmond M., Ukita J., Yoon J.-H., Zhang X. The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: investigating the causes and consequences of polar amplification. *Geoscientific Model Development*. 2019;12(3):1139–1164. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1139-2019>
5. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*. 2010;464(7293):1334–1337. <https://doi.org/10.1038/nature09051>
6. Arnold N.S., Rees W.G., Hodson A.J., Kohler J. Topographic controls on the surface energy balance of a high Arctic valley glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2006;111(F2). <https://doi.org/10.1029/2005JF000426>
7. Zou X., Ding M., Sun W., Yang D., Liu W., Huai B., Jin S., Xiao C. The surface energy balance of Austre Lovénbreen, Svalbard, during the ablation period in 2014. *Polar Research*. 2021;40. <https://doi.org/10.33265/polar.v40.5318>
8. Prokhorova U., Terekhov A., Ivanov B., Demidov V. Heat balance of a low-elevated Svalbard glacier during the ablation season: A case study of Aldegondabreen. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2023;55(1):2190057. <https://doi.org/10.1080/15230430.2023.2190057>
9. Smith T., Smith M.W., Chambers J.R., Sailer R., Nicholson L., Mertes J., Quincey D.J., Carrivick J.L., Stiperski I. A scale-dependent model to represent changing aerodynamic roughness of ablating glacier ice based on repeat topographic surveys. *Journal of Glaciology*. 2020;66(260):950–964. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.56>
10. Schuler T.V., Kohler J., Elagina N., Hagen J.O.M., Hodson A.J., Jania J.A., Van Pelt W.J. Reconciling Svalbard glacier mass balance. *Frontiers in Earth Science*. 2020;8:156. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00156>
11. Terekhov A., Prokhorova U., Verkulich S., Demidov V., Sidorova O., Anisimov M., Romashova K. Two decades of mass-balance observations on Aldegondabreen, Spitsbergen: interannual variability

- and sensitivity to climate change. *Annals of Glaciology*. 2023;64(92):225–235. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.40>
12. Möller M., Möller R. Modeling glacier-surface albedo across Svalbard for the 1979–2015 period: The HiRSvaC500- α data set. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2017;9(1):404–422. <https://doi.org/10.1002/2016MS000823>
 13. Van den Broek D., Urbancic G.H., Rantanen M., Vihma T. Svalbard's record-breaking Arctic summer 2024: anomalies beyond climatological warming trends. *Geophysical Research Letters*. 2025;52(8):e2025GL115015. <https://doi.org/10.1029/2025GL115015>
 14. Prokhorova U.V., Terekhov A.V., Demidov V.E., Romashova K.V., Barskov K.V., Chechin D.G., Vasilevich I.I., Tretiakov M.V., Ivanov B.V., Repina I.A., Verkulich S.R. Impact of extreme weather events on the surface energy balance of the low-elevation Svalbard glacier Aldegondabreen. *Water*. 2025;17(2):274. <https://doi.org/10.3390/w17020274>
 15. Schuler T.V., Benestad R.E., Isaksen K., Kierulf H.P., Kohler J., Moholdt G., Schmidt L.S. Svalbard's 2024 record summer: an early view of Arctic glacier meltdown? *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2025;122(34):e2503806122. <https://doi.org/10.1073/pnas.2503806122>
 16. Maturilli M., Herber A., König-Langlo G. Basic and other measurements of radiation from the Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Station Ny-Ålesund in the years 1992 to 2013, reference list of 253 datasets. *PANGAEA*. 2014. Available at: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.150000> (accessed 14.10.2025).
 17. Schuler T., Dunse T., Østby T., Hagen J. Meteorological conditions on an Arctic ice cap: 8 years of automatic weather station data from Austfonna, Svalbard. *International Journal of Climatology*. 2014;34:2047–2058. <https://doi.org/10.1002/joc.3821>
 18. Schuler T.V., Østby T.I. Sval_Imp: a gridded forcing dataset for climate change impact research on Svalbard. *Earth System Science Data*. 2020;12:875–885. <https://doi.org/10.5194/essd-12-875-2020>
 19. Maturilli M. Basic and other measurements of radiation at station Ny-Ålesund (2006-05 et seq) dataset publication series. *Alfred Wegener Institute — Research Unit Potsdam, PANGAEA*. 2020. Available at: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.914927> (accessed 10.11.2025).
 20. Muñoz Sabater J. ERA5-Land hourly data from 1950 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*. 2019. Available at: <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac> (accessed 14.10.2025).
 21. Zippenfenig P. Open-Meteo.com Weather API Computer software. *Zenodo*. 2023. Available at: <https://doi.org/10.5281/zenodo.7970649> (accessed 10.11.2025).
 22. Chernokulsky A., Esau I. Cloud cover and cloud types in the Eurasian Arctic in 1936–2012. *International Journal of Climatology*. 2019;39:5771–5790. <https://doi.org/10.1002/joc.6187>
 23. Zotova E., Schmitt A., Ivanov B., Svyaschennikov P. Seasonal and annual variability of Svalbard cloud cover. *Russian Arctic*. 2022;3(18):30–43. (In Russ.). <https://doi.org/10.24412/2658-4255-2022-3-30-43>
 24. Serreze M.C., Carse F., Barry R.G., Rogers J.C. Icelandic Low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. *Journal of Climate*. 1997;10:453–464.
 25. Zhang X., Tang H., Zhang J., Walsh J.E., Roesler E.L., Hillman B., Ballinger T.J., Weijer W. Arctic cyclones have become more intense and longer-lived over the past seven decades. *Nature Communications Earth & Environment*. 2023;4:348. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-01003-0>
 26. Valkonen E., Cassano J., Cassano E. Arctic cyclones and their interactions with the declining sea ice: a recent climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021;126:e2020JD034366. <https://doi.org/10.1029/2020JD034366>
 27. Prokhorova U.V., Bloshkina E.V., Mahotin M.S., Vesman A.V., Terekhov A.V., Borisik A.L., Romashova K.V., Chernov R.A., Vasilevich I.I., Demidov V.E. Environmental changes in Svalbard

- at the beginning of the 21st century. Part 1. Climate, ocean, and sea ice. *Led i Sneg = Ice and Snow*. 2025;65(4):172–186. (In Russ.).
28. Prokhorova U.V., Barskov K.V., Terekhov A.V., Chechin D.G., Repina I.A., Ivanov B.V., Varentsov M.I., Artamonov A.Y. Role of turbulent heat exchange in the heat balance structure of glaciers of central Spitsbergen: the case of Aldegondabreen. *Ice and Snow*. 2024;64(4):481–496. (In Russ.)
29. Vasilevich I.I., Tretiakov M.V. Interannual variability of snow cover characteristics of the GrØnffjord basin (Spitsbergen) at the beginning of the XXI century. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):291–310. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-291-310>
30. Grünberg I., Groenke B., Westermann S., Boike J. Permafrost and active layer temperature and freeze/thaw timing reflect climatic trends at Bayelva, Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2024;129:e2024JF007648. <https://doi.org/10.1029/2024JF007648>
31. Killie M.A., Aaboe S., Isaksen K., Van Pelt W., Pedersen Å.Ø., Luks B. Svalbard snow and sea-ice cover: comparing satellite data, on-site measurements, and modelling results (SvalSCESIA). In: Moreno-Ibáñez M., Hagen J.O., Hübner C., Lihavainen H., Zaborska A. (eds.) *SESS Report 2020: The State of Environmental Science in Svalbard — an annual report*. Longyearbyen: Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System; 2021. P. 220–235.

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-65-84>

УДК 556.535:556.54




Современный гидрологический режим Нижней Яны и его опасные проявления

Д.В. Магрицкий[✉], С.А. Каинова, А.С. Завадский

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

[✉]MagrickiyDV@my.msu.ru

 ДВМ, 0000-0002-4953-8376; САК, 0000-0002-6392-1662; АСЗ, 0009-0004-6349-4789

Аннотация. Увеличение объемов грузоперевозок по р. Яне в связи с расширением горнодобычи в бассейне, развитием населенных пунктов, транспортной и энергетической инфраструктуры требует актуализации сведений о современном гидрологическом режиме Яны — основной транспортной артерии региона, источнике воды и гидрологических опасностей. По дополненным материалам гидрологических наблюдений уточнены характеристики годового стока и ледового режима, максимальных и минимальных расходов и уровней воды, проведен анализ их многолетних колебаний с определением величины и знака изменений, циклов водности, переломных лет, участия в этих тенденциях главных притоков Яны, рассчитаны параметры кривых обеспеченностей. Установлено, что среднегодовые, максимальные и минимальные расходы в нижнем течении Яны выросли на 24, 12 и 36 %. Увеличение годового стока Яны обеспечили положительные тенденции во все сезоны года и на всех реках бассейна. Основными переломными годами были 1989, 1996 и 2004 гг. Среди максимальных расходов наибольшее увеличение обнаружено у расходов половодья (+22 %). Изменения в стоке повлияли на уровенный режим Нижней Яны, а также на характеристики наводнений и условия навигации. Установлено, что повторяемость и параметры затоплений поймы повсеместно выросли (с середины 1990-х гг.) прежде всего из-за повышения максимальных уровней в среднем на 0,2–0,5 м. В результате с 1990-х гг. зафиксированы два катастрофических, четыре больших и пять небольших наводнений, пять из которых случились в низовьях Яны. С 2008 г. и повсеместно с 2018 г. наблюдается ухудшение условий навигации, особенно на устьевом баре Яны. Вместе с наводнениями это существенно увеличивает затраты на предупреждение гидрологических опасностей и ликвидацию последствий их проявления, препятствует социально-экономическому развитию региона.

Ключевые слова: река Яна, гидрологический пост, расходы и уровни воды, ледовый режим, климатические изменения, затопления поймы и наводнения, гидрологические ограничения навигации

Для цитирования: Магрицкий Д.В., Каинова С.А., Завадский А.С. Современный гидрологический режим Нижней Яны и его опасные проявления. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):65–84. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-65-84>

Поступила 07.02.2026

После переработки 11.03.2026

Принята 13.03.2026

© Авторы, 2026

© Authors, 2026

Current hydrological regime of the Lower Yana and hazardous hydrological phenomena

Dmitry V. Magritsky✉, Svetlana A. Kainova, Alexandr S. Zavadskiy

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

✉MagrickiyDV@my.msu.ru

DOI: 10.30758/0555-2648-2026-72-1-65-84

Abstract. The increase in freight traffic along the Yana River due to the expansion of mining in the basin, the development of settlements, transport and energy infrastructure requires the updating of information about the current hydrological regime of the Yana River as the region's main transport route, the source of water and hydrological hazards. Based on new hydrological data, the characteristics of annual water runoff and ice regime, maximum and minimum flow rates and water levels have been clarified, analysis has been carried out of their long-term fluctuations including the determination of the magnitude and sign of changes, cycles of water content, turning years, and the contribution made to these trends by the main tributaries of the Yana, the parameters of the curves of probability distribution functions have been calculated. It is found that the average annual, maximum and minimum water discharges in the lower reaches of the Yana River increased by 24, 12 and 36 %. The increase in the annual water flow of the Yana River ensured positive trends in all the hydrological seasons and by all the rivers of the basin. The main turning points were 1989, 1996 and 2004. Of all the maximum discharges, the largest increase was observed for the maximum spring flood discharges (+22 %). Changes in water runoff have affected the level regime of the lower Yana, flood characteristics, and navigation conditions. Disturbances to the ice regime were considered minor. It is found that the frequency and parameters of floodplain flooding have increased everywhere (since the mid-1990s), primarily due to an increase in the maximum levels by an average of 0.2–0.5 m. As a result, since the 1990s, two catastrophic, four large and five small inundations have been recorded, five of which occurred in the lower reaches of the Yana River. Since 2008 and throughout 2018, navigation conditions have deteriorated, particularly at the Yana River mouth bar. Combined with the flooding, this significantly increases the costs of preventing and mitigating hydrological hazards and hinders the region's socioeconomic development.

Keywords: Yana River, hydrological gauge, discharges and water levels, ice regime, climate changes, floodplain flooding and inundations, hydrological navigation restrictions

For citation: Magritsky D.V., Kainova S.A., Zavadskiy A.S. Current hydrological regime of the Lower Yana and hazardous hydrological phenomena. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):65–84. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-65-84>

Received 07.02.2026

Revised 11.03.2026

Accepted 13.03.2026

Введение

За нижнее течение Яны (Нижнюю Яну) принимается отрезок реки от впадения в нее р. Бытантай до Янского залива моря Лаптевых (рис. 1). Его можно разделить на четыре участка. На первом участке — примерно до 400-го км от морского края дельты (МКД) — формируются разные по строению русловые разветвления, правый берег высокий, обрывистый и сильно подмывается, пойма преимущественно односторонняя [1]. На втором участке (до ~200-го км), при пересечении рекой Куларского хребта, происходит резкое сужение речной долины и русла, переход к врезанным русловым формам, увеличение уклонов. На третьем участке, с выходом Яны на Приморскую низменность, долина и речная пойма расширяются, река «свободно» меандрирует, русло разбивается на протоки, во множестве встречаются песчаные отмели. На последнем, четвертом участке (в 140 км от МКД) начинается обширная, многорукавная, непреливная дельта выдвигания Яны с судоходным рукавом Главное русло [2, 3].

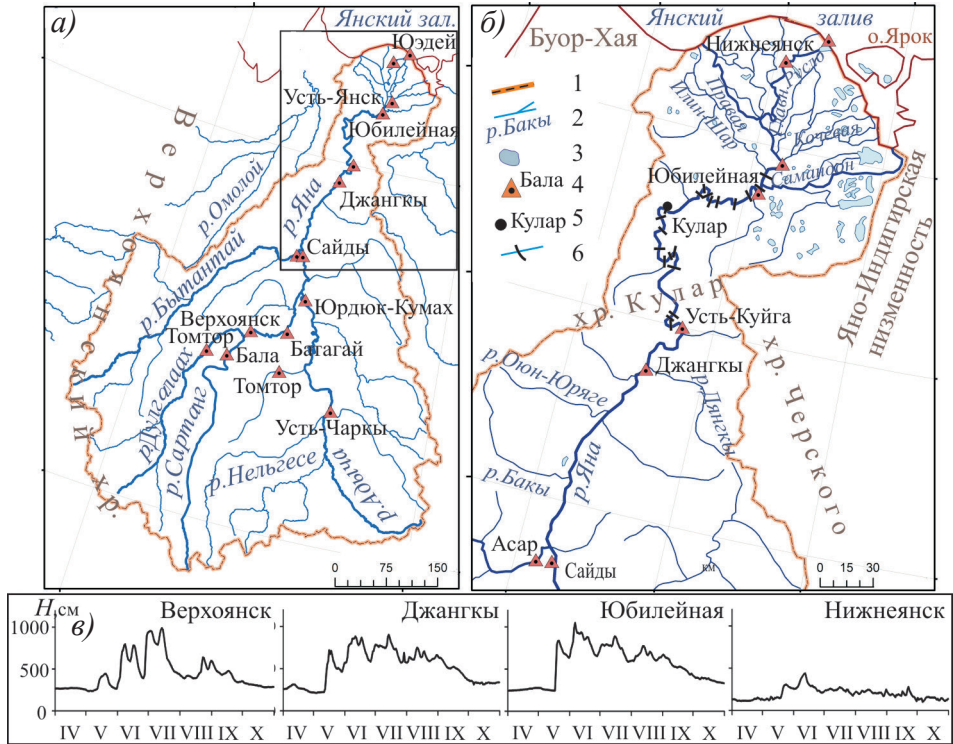


Рис. 1. Картограмма бассейна Яны (а) и нижнего участка Яны (б) с гидрологическими постами и графики внутригодовых колебаний уровня на разных участках реки в средний по водности 1984 г. (в).

1 — границы бассейна, 2 — водотоки (реки и дельтовые рукава), 3 — водоемы, 4 — гидрологический пост, 5 — населенный пункт, 6 — перекаты на участке от Усть-Куйги до Усть-Янск

Fig. 1. Schematic map of the Yana River basin (a) and the lower reaches of the Yana River (b) with hydrological gauges and features of the water level regime at different reaches of the river based on data for 1984 (c).

1 — boundaries of the Yana River basin, 2 — watercourses (rivers and delta branches), 3 — reservoirs, 4 — hydrological gauge, 5 — settlement, 6 — river crossing from Ust-Kuiga to Ust-Yansk

Все нижнее течение Яны относится к внутренним водным путям РФ — первой категории (от МКД до п. Усть-Куйга) и третьей категории, по которым осуществляется арктический (по морю и до порта Нижнеянк) и северный (уже по реке Яне) завоз продовольствия, стройматериалов, ГСМ (и др.) и вывоз добываемых в бассейне Яны минеральных ресурсов. Причем в последние годы интенсивность грузоперевозок возросла из-за начала работ по возведению наземной атомной станции малой мощности в п. Усть-Куйга и обустройству стратегического золоторудного месторождения Кючус — второго по величине в Республике Саха (Якутия), а также вследствие наращивания добычи на «старых» месторождениях и в целом продолжения социально-экономического развития региона. Кроме того, нагрузка на флот эпизодически увеличивается из-за срочной необходимости завезти в регион строительные материалы для восстановления объектов, пострадавших во время больших наводнений, например в 2022 г. В итоге с 2020 по 2023 г. количество грузов, про-

ходящих через Янский устьевой бар (на выходе Главного русла в море), согласно ФБУ «Администрация Ленского бассейна», выросло на 50 тыс. т/год, или 36 %.

Обеспечение здесь судоходных условий предполагает не только установку навигационных знаков, траление (очистку русла и берегов от крупногабаритного мусора) и периодическое дноуглубление на мелководных участках реки и устьевого бара, но и стационарный мониторинг водного и ледового режимов реки, своевременное предупреждение о гидрологических ограничениях навигации. Реализация гидрологической задачи в настоящее время осложняется непростой ситуацией в сетевом гидрологическом мониторинге и нестационарными изменениями в гидрологическом режиме рек бассейна Яны и Янского залива моря Лаптевых [2, 4–8]. В результате с 2012 по 2023 г., по данным ФБУ «Администрация Ленского бассейна»¹, только один-два года на Яне не было серьезных проблем с навигацией. Еще одна гидрологическая опасность — это частые речные наводнения^{2,3} [9], характеристики которых непостоянны в связи с гидрометеорологическими и социально-экономическими изменениями. Ущерб от них за 2002–2015 гг. оценен для Верхоянского, Усть-Янского и Эвено-Бытантайского районов примерно в 325 млн руб.³ Цель проведенного исследования — определить особенности современного водного режима Нижней Яны, тенденции многолетних изменений экстремальных расходов и уровней воды, их негативные последствия.

Данные и методики

Информационную основу исследований составили ряды среднесуточных и характерных уровней воды на постах ГМС Джангкы (в 381 км от устьевого створа Главного русла), п. Усть-Куйга (335 км), полярная станция (п. ст.) Юбилейная (157 км), с. Усть-Янск (124 км), рабочий поселок (р. п.) Нижнеянск (22 км), п. ст. Юэдей (8 км) и ведомственном автоматическом водомерном посту (АВП) Юэдей (на устьевом баре — в 12 км в сторону моря от устьевого створа) за весь период их работы и до 2022 г., сведения о ледовых явлениях, а также расходы воды на постах Джангкы и Юбилейная. Посты Усть-Куйга, Юбилейная, Нижнеянск и АВП Юэдей продолжают работать и в настоящее время. Дополнительно были привлечены данные по расходам и уровням воды на постах г. Верхоянска (Верхняя Яна — до впадения в нее р. Адычи), Юрдюк-Кумах (р. Адыча — самый большой приток р. Яны) и пос. Асар (р. Бытантай) за период с 1935 по 2023 г., суммарная площадь водосбора которых составляет 81 % площади водосбора р. Яны, замыкаемого постом Джангкы, а также на постах Бала (р. Сарганг), Томтор (р. Дулгалаах), Усть-Чаркы (р. Адыча) и Томтор (р. Борулаах), расположенных выше по течению. Сведения по ледовым явлениям на устьевом баре и в Янском заливе предоставлены ФБУ «Администрация Ленского бассейна».

Стоковый пост Джангкы закрылся в 1989 г., а на посту Юбилейная мониторинг расходов воды производился с 1972 по 2007 г. При этом данные о расходах на Юбилейной имеют пониженную точность [10]. Основные причины — недоучет стока по пойме во время половодья, недостаточная обеспеченность кривой $Q = f(H)$ натурными

¹ ФБУ «Администрация Ленского бассейна внутренних водных путей». Режим доступа: <https://www.albvvpr.ru/> (дата обращения: 01.02.2025).

² Кичигина Н.В. *Наводнения и максимальный сток юга Восточной Сибири: географический и статистический анализ*: дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск, 2001. 185 с.

³ Парфенова О.Т. *Экономическая оценка и возмещение ущерба от наводнений на северных реках Республики Саха (Якутия)*: дис. ... канд. экон. наук. Якутск, 2017. 168 с.

данными в области высоких значений, влияние на расчеты стока подпорного подъема уровня воды от заторов льда. Поэтому прежде всего были выполнены детальный анализ первичных данных по расходам воды и приведение стоковых рядов к более продолжительному периоду наблюдений. При продлении рядов годового стока для поста Джангкы из всех возможных предикторов была выбрана сумма среднегодовых расходов воды на постах Верхоянск, Юрдюк-Кумах и Асар (коэффициент корреляции (r) равен 0,98) и расходы воды в створе поста Юбилейная ($r = 0,97$). Для п. ст. Юбилейная были взяты данные Джангкы (по ним восстановлены расходы с 1938 по 1971 г.) и опять же данные постов Верхоянск, Юрдюк-Кумах и Асар ($r = 0,94$). При продлении рядов максимальных расходов воды ($Q_{\text{макс}}$), которые в низовьях Яны проходят как в половодье, так и в паводки, вначале за период наблюдений были получены отдельные ряды $Q_{\text{макс}}$ половодья и $Q_{\text{макс}}$ летне-осенних паводков. Далее из 15–17 рассмотренных предикторов для поста Джангкы были выбраны: для половодья — суммы среднемесячных расходов воды за май–июнь ($r = 0,77$) и суммы $Q_{\text{макс}}$ половодья на постах Верхоянск, Юрдюк-Кумах и Асар ($r = 0,89$), для паводков — $Q_{\text{макс}}$ паводков на посту Юбилейная ($r = 0,91$) и суммы $Q_{\text{макс}}$ на постах Верхоянск, Юрдюк-Кумах и Асар ($r = 0,89$). При продлении рядов минимальных расходов воды ($Q_{\text{мин}}$) летне-осенней межени ($Q_{\text{минЛО}}$), средних меженных расходов за сентябрь–октябрь ($Q_{\text{IX-X}}$) были рассмотрены почти 20 предикторов. В итоге для цели восстановления $Q_{\text{минЛО}}$ оказалось возможным использовать только данные Джангкы и Юбилейная (до 2007 г., $r = 0,92$), а для $Q_{\text{IX-X}}$ — суммы таких же месячных расходов на постах Верхоянск, Юрдюк-Кумах и Асар ($r = 0,97$).

При работе с максимальными и минимальными уровнями воды для отобранных постов, находящихся, как правило, в населенных пунктах или вблизи от них, были, во-первых, идентифицированы критические высотные отметки — затопления поймы и опасного гидрологического явления (ОЯ), в т. ч. для водного транспорта. Источником сведений послужили гидрологические ежегодники, «Ресурсы поверхностных вод СССР» [11], таблица с «Перечнем и критериями опасных гидрометеорологических явлений» на сайте Якутского УГМС⁴, оперативные сводки МЧС и муниципальных образований во время самих наводнений, любезно предоставленные ежегодные отчеты ФБУ «Администрация Ленского бассейна». Во-вторых, были сформированы многолетние ряды максимальных и минимальных срочных уровней и дат их наблюдения — отдельно для мая, июня, июля, августа и сентября и в целом за год; продолжительности превышения максимальными уровнями отметок затопления поймы и ОЯ; минимальными уровнями — неблагоприятных (для судоходства) отметок.

При работе с данными применялись стандартные гидрологические расчеты⁵, методы статистического и графического анализа гидрологической информации с проверкой рядов на соответствие основным статистическим гипотезам (при 5 %-ном уровне значимости) на базе критериев Фишера (F -test) и Стьюдента (t -test), наличия тренда — на основе критерия Спирмена ($Spearman\ RCC$) и др. Для определения даты нарушения стационарности рядов были использованы непараметрический *Pettitt's test* и суммарные интегральные кривые.

⁴ ФГБУ «Якутское УГМС». Режим доступа: <https://ykuthydromet.ru/> (дата обращения: 28.11.2025).

⁵ СП 529.1325800.2023. *Свод правил. Определение основных расчетных гидрологических характеристик*. М., 2023. 108 с.

Сток воды и его изменения

Водосбор р. Яны охватывает территорию площадью 238 тыс. км², поэтому ниже ГМС Джангки (при $F = 216$ тыс. км²) — бывшего опорного поста и замыкающего створа — сток реки изменяется незначительно. Рассчитанная для Джангки за 1937–2022 гг. норма годового стока составила 31,9 км³ (или 1010 м³/с), а для поста Юбилейная — 34,4 км³ (1090 м³/с). За гидрометрический период среднегодовые расходы воды в створе Джангки изменялись от 1440 (1985 г.) до 543 м³/с (1956 г.). После закрытия поста, согласно уже восстановленным данным, в 1996 и 2022 гг. среднегодовые расходы могли превысить максимум 1985 г. и достичь ~1490...~1650 и ~1500 м³/с. Внутрирядная скоррелированность ($r(1)$) годового стока сравнительно невысокая ($r(1) \sim 0,13$), что согласуется с данными по р. Бытантай ($r(1) \sim 0,16$) и Верхней Яне ($r(1) \sim 0,18$), чьи бассейны примыкают к восточным склонам Верхоянского хребта, тогда как для р. Адычи $r(1)$ довольно высокий — 0,36. Тем не менее многолетние колебания годового стока в низовьях Яны демонстрируют (согласно разностно-интегральным кривым) хорошо выраженную цикличность (рис. 2). Продолжительность циклов близка к 4, 6–8 и 10 годам. Еще контрастнее эта особенность представлена в колебаниях стока на постах Верхоянск и Асар (здесь циклы ~7–10 лет).

Водохозяйственная деятельность на водные ресурсы Нижней Яны практически не влияет [12]. Мало того, годовой сток реки в настоящее время увеличивается (см. рис. 2), подтверждая выводы в работах [2, 4, 7, 8]. Причем рост в последние

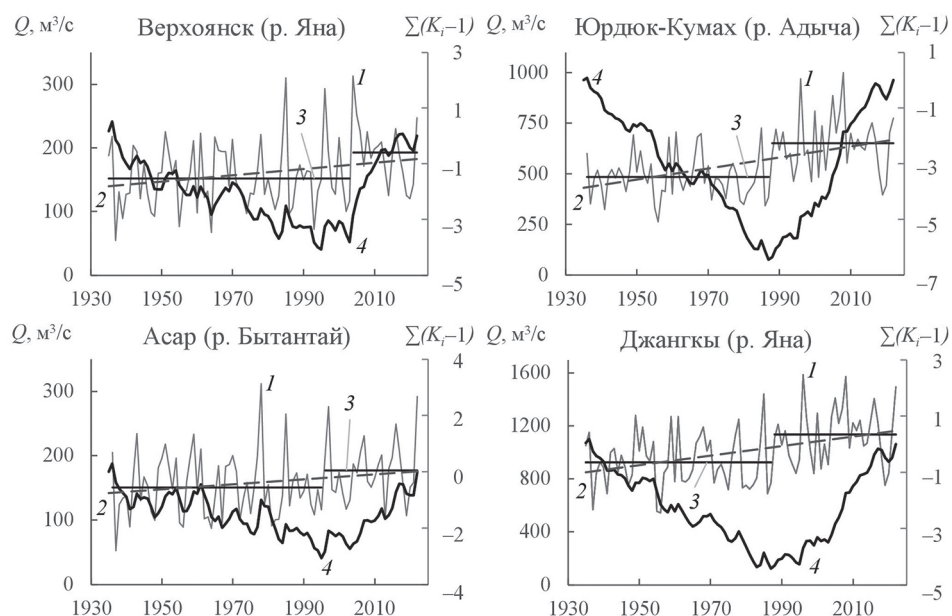


Рис. 2. Многолетние колебания среднегодовых расходов воды на реках бассейна Яны.

1 — график изменений расходов воды, 2 — линейный тренд, 3 — средние за характерные периоды, 4 — разностно-интегральные кривые

Fig. 2. Graphs of long-term fluctuations in average annual water discharges in the rivers of the Yana River basin.

1 — graph of water discharge fluctuations, 2 — linear trend, 3 — lines of average values, 4 — differential integral curves

два-три десятилетия довольно значимый и прошедший несколько этапов. Он начался в бассейне Адычи — с 1988 г., по сути, с началом потепления климата в регионе^{6,7}, а с 1996 г. и с 2004 г. устойчиво проявил себя в бассейне Бытантая и в верхней части бассейна Яны с новым усилением климатических изменений с середины 1990-х и середины 2000-х гг. Сравнение двух периодов 1937–1987 и 1988–2022 гг. показало увеличение среднегодовых расходов воды на 218 м³/с (+24 %) для Джангкы и на 229 м³/с (+23 %) для Юбилейной. Значительное увеличение водности обусловило статистически значимое нарушение однородности рядов (по *t-test*), что требует разбиения ряда на два однородных подмножества при проведении гидрологических расчетов и использования составной кривой обеспеченности^{8,9}. В то же время квантили, снятые с составной кривой обеспеченности, и квантили, определенные по кривой обеспеченности, построенной без разделения ряда на два подпериода, практически не отличаются друг от друга (табл. 1). Многолетний тренд в колебаниях годового стока Нижней Яны статистически значимо положительный (по *Spearman RCC*), причем больше всего сток повысился в последние 20 лет. Вероятнее всего, это увеличение продолжится и в будущем — в среднем от 5 до 15 % к середине XXI в. (по сравнению с нормой стока за 1938–2022 гг.) и от 25 до 30 % к концу XXI в. [13–15].

В течение года сток Нижней Яны распределен крайне неравномерно — практически весь он (99, 5%) проходит с мая по октябрь, тогда как на остальные шесть зимних месяцев остается ~0,5 %. Мало того, в зимнюю межень водный сток в низовьях Яны может прекращаться ввиду перемерзания реки на перекатах. Выше Джангкы повторяемость таких событий составляет 40 % (из 52 лет наблюдений до 1989 г.), а на п. ст. Юбилейная 5 раз за 1972–1988 гг. и ежегодно фиксируется после 1988 г. Средняя продолжительность промерзания выше п. ст. Юбилейная равна 97 сут., а наибольшая — 136 сут. На весеннее и летнее половодье в створе Джангкы приходятся 38,7 и 47,8 % годового стока, на сентябрь–октябрь — 13 %. Для п. ст. Юбилейная эти показатели равны 38,8, 44,7 и 15,9 %. За многолетний период внутригодовое распределение стока незначимо изменилось. Изменения положительные, прежде всего для мая, июня, осенних и зимних месяцев, тогда как существенный рост стока в июле–августе отмечен лишь на реках бассейна Адычи. В итоге доля весеннего половодья и осенней межени в низовьях Яны увеличилась на 1–2 %, а доля летних месяцев с паводками сократилась. Зимний сток Нижней Яны тоже растет, и эта тенденция охватывает почти все реки бассейна.

Весеннее половодье начинается в створе Джангкы в последнюю декаду мая и с запаздыванием примерно на пять суток в створе п. ст. Юбилейная. Причем на нижнем посту оно развивается стремительнее. Его сменяет серия дождевых павод-

⁶ Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет; 2014. 1017 с.

⁷ Магрицкий Д.В. Климатические изменения на северо-востоке азиатской части России. В: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России». Иркутский государственный университет. Иркутск; 2023. С. 345–353.

⁸ СП 529.1325800.2023. Свод правил. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М.; 2023. 108 с.

⁹ СТО ГГИ 52.08.41-2017. Стандарт организации. Основные гидрологические характеристики при нестационарности временных рядов, обусловленной влиянием климатических факторов. Рекомендации по расчету. СПб.; 2017. 42 с.

Таблица 1

Параметры и ординаты кривых обеспеченности расходов воды в низовьях Яны

Table 1

Parameters and ordinates of the probability distribution function curves of water discharges in the lower reaches of the Yana River

Тип	Среднее*	Cv*	Cs/Cv**	Расходы воды (м ³ /с) при обеспеченности:							
				1	5	10	25	50	75	90	95
Пост Джангкы											
1	1010 (3,8)	0,23 (8,7)	сост.	1630	1430	1325	1160	988	840	721	656
1	1010 (3,8)	0,23 (8,7)	2,00	1640	1430	1320	1160	989	840	721	656
2	7630 (4,6)	0,30 (10)	сост.	13700	11600	10700	9080	7490	—	—	—
3	6190 (5,3)	0,42 (7,1)	2,3	13900	11000	9640	7630	5800	—	—	—
4	595 (6,0)	0,38 (10,5)	сост.	—	—	—	—	567	434	329	278
Пост Юбилейная											
1	1090 (4,2)	0,27 (11,1)	сост.	1850	1610	1485	1285	1070	873	714	627
2	9870 (8,1)	0,41 (9,8)	2,2	22000	17400	15300	12200	9280	—	—	—
3	5750 (6,7)	0,26 (3,8)	2,0	9720	8380	7710	6670	5620	—	—	—
4	771 (6,7)	0,36 (16,7)	2,9	—	—	—	—	723	565	458	407

Примечание. 1 — среднегодовые расходы, 2 — максимальные расходы весеннего половодья, 3 — максимальные расходы летне-осенних паводков, 4 — минимальные расходы лета-осени; * в скобках — относительная погрешность (%), ** для составных кривых Cs/Cv не приводится.

Note. 1 — average annual water discharges, 2 — maximum spring flood discharges, 3 — maximum summer-autumn flood discharges, 4 — minimum summer-autumn discharges; * in brackets — relative error (%) in parentheses, ** for composite Cs/Cv curves is not given.

ков — в среднем их три значительных по продолжительности и высоте. Весеннее половодье длится 54 сут. (Джангкы) и >60 сут. (Юбилейная). Но наибольшие за год расходы и уровни воды в низовьях Яны достигаются как во время половодья, так и паводков. На посту Джангкы в 10 % случаев Q_{\max} были в мае, 39 % — в июне, 33 % — в июле, 18 % — в августе. На посту Юбилейная подавляющее большинство (72 %) годовых максимумов отмечены в июне. Наибольший расход воды на посту Джангкы измерен 25 июля 1950 г. (13000 м³/с), и, вероятно всего, такой же максимум, приведший к сильному наводнению, был в 2022 г. На посту Юбилейная наибольший максимальный расход измерен 4 июня 1998 г. (19400 м³/с).

Максимальные расходы воды Нижней Яны, как и остальные гидрологические характеристики, претерпели в настоящее время серьезные изменения [4, 7, 8, 16]. Новые и более детальные данные подтверждают вывод о росте максимальных за год расходов воды Нижней Яны — на ~940 м³/с на посту Джангкы (или 12 %), но именно за счет статистически значимого (по *t-test*) увеличения Q_{\max} половодья — на ~1540 м³/с (или 22 %) (рис. 3б). Причем статистически значимым — по *Pettitt's test* и суммарной интегральной кривой — переломным годом в многолетнем ходе пиковых расходов половодья следует считать 1996 г. Его определяют, прежде всего, многолетние колебания Q_{\max} реки Адычи, которые явно выросли с 1991 г. и увеличились еще больше с 1996 г., тогда как в верховьях Яны и в низовьях р. Бытантай переломным годом был 2004 г. Наоборот, многолетние колебания паводочных Q_{\max} не демонстрируют такого выраженного и продолжительного современного увеличения (см. рис. 3в). Это следствие слабо выраженных изменений максимального

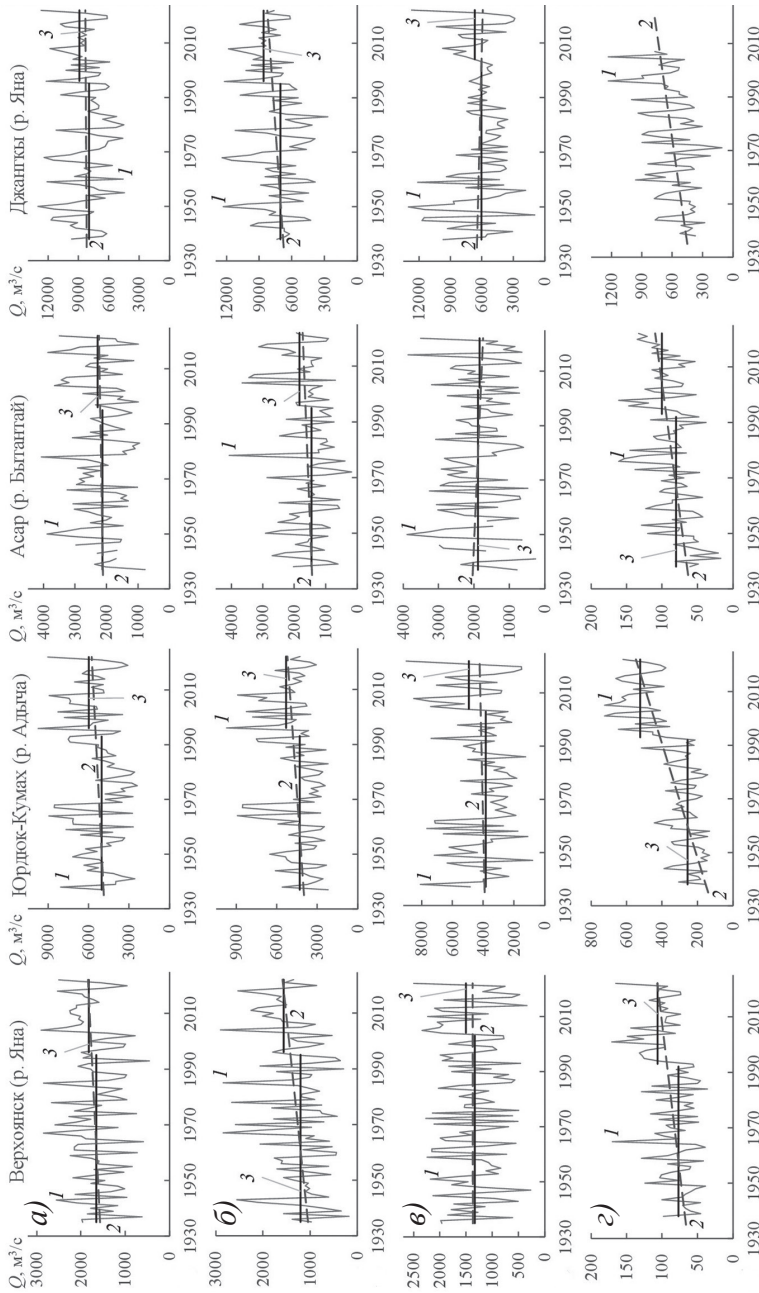


Рис. 3. Многолетние колебания максимальных за год расходов воды (а), максимальных расходов половодья (б) и летне-осенних паводков (в), минимальных расходов лета-осени (г) на реках бассейна Яны.

1 — график изменений расходов воды, 2 — линейный тренд, 3 — средние за характерные периоды

Fig. 3. Graphs of long-term fluctuations in maximum annual water discharges (a) and summer-autumn flood discharges (б), and minimum summer-autumn discharges (г) in the rivers of the Yana River basin.

1 — graph of water discharge fluctuations, 2 — linear trend, 3 — lines of average values

паводочного стока во всем бассейне Яны, наличия убывающей тенденции на р. Бынтай (с 1993 г.), запоздалого увеличения Q_{\max} в бассейнах Верхней Яны и Адычи — с 2004 г., которое, по данным за последние годы, не было еще и устойчивым. Единым переломным годом для Q_{\max} паводков рекомендуется считать 2004 г., начиная с которого они увеличились на $635 \text{ м}^3/\text{с}$ (или 10,5 %), правда, без нарушений однородности рядов по F -test и t -test.

В результате нарушения однородности единого ряда максимальных за год расходов воды не обнаружено. Однако в их колебаниях видны два важных года — 1996 и 2004 г., причем с 2004 г. в бассейне Яны почти для всех рек и характеристик максимального стока начался период повышенных значений. А с середины 1990-х гг. максимальные за год расходы воды в подавляющем случае стали приходиться на весеннее половодье. Произведен расчет основных числовых характеристик максимальных расходов воды (см. табл. 1), выбраны аналитические кривые обеспеченности. Сравнение их для двух постов показывает, что максимальные за год и в половодье расходы воды на посту Юбилейная примерно в 1,5 раза больше равнообеспеченных Q_{\max} на посту Джангкы, тогда как для Q_{\max} паводков ситуация обратная.

Еще одна установленная особенность современных многолетних колебаний максимальных расходов воды — это изменения в датах их прохождения. Для максимальных за год расходов эти изменения незначительные, статистически незначимые, без явного тренда. Это следствие композиции двух противоположных тенденций: тогда как Q_{\max} половодья смещаются на более ранние сроки (до 5 сут.), Q_{\max} паводков — на более поздние (до 1–2 нед.). Причем это имеет и вполне негативный практический эффект, поскольку в случае затоплений освоенной территории паводковыми водами уменьшается время на ликвидацию последствий от наводнений до наступления осенних холодов и зимы.

Летне-осенняя межень на Нижней Яне особо не выражена в 90 % случаев, поскольку летние дожди постоянно формируют паводки. Исключением были лишь 1943, 1947, 1956, 1967, 1970, 1991 и 2018 гг. Минимальные расходы (Q_{\min}) летне-осеннего сезона обычно наблюдаются в последнюю декаду сентября и в начале октября (на спаде последнего паводка и перед ледоставом) — 88 % случаев (Джангкы). От ГМС Джангкы до п. ст. Юбилейная Q_{\min} летне-осеннего сезона увеличиваются за счет боковой приточности и сработки влагозапасов поймы — с 590 до $680 \text{ м}^3/\text{с}$ (за 1972–1988 гг.). С 1993 г. видно статистически значимое и устойчивое увеличение летне-осенних Q_{\min} (см. рис. 3з), обусловленное такими же тенденциями во всем бассейне Яны и, особенно, в бассейне Адычи. На ГМС Джангкы минимальные расходы лета–осени увеличились на $196 \text{ м}^3/\text{с}$ в 1993–2007 гг., или 36 %, а объема стока за сентябрь–октябрь — на 62 %. На п. ст. Юбилейная увеличение Q_{\min} составило 28 %, хотя в абсолютных величинах оно практически такое же, как и на ГМС Джангкы. По восстановленным рядам были построены кривые обеспеченности (см. табл. 1), которые подтвердили необходимость расчета минимальных расходов воды заданной обеспеченности с учетом существенного увеличения меженного стока начиная с 1990-х гг.

Уровенный и ледовый режим в низовьях Яны. Его опасные проявления

Расходы воды в реке, их колебания регулируют ход уровня воды в течение года и достижение им критических отметок. Но есть еще группа факторов, порой не менее влиятельных, — это ледовые явления, морские сгоны и нагоны, строение русла, поймы и русловые переформирования. Их роль и состав меняются по длине

Нижней Яны, формируя заметные различия в режиме уровней воды, его экстремальных характеристиках (рис. 1б).

Весеннее вскрытие Яны, текущей на север, сопровождается образованием заторов льда. Протяженность заторных скоплений в нижнем течении Яны достигает 20–25 км, а в дельте — до 60 км. Мощные заторы и самые большие $Q_{\text{макс}}$ определяют наиболее быстрый и высокий подъем уровня в начале половодья именно в самом низовье реки, где на май и июнь приходятся 90 % максимальных за год уровней воды (п. ст. Юбилейная), причем подавляющее большинство из них сопровождалось ледовыми явлениями. При этом известно, что не все образующиеся ниже по течению заторы льда могли фиксироваться наблюдателями на постах¹⁰ [17]. На посту Нижнеянск все высшие годовые уровни воды наблюдались в мае и июне, причем 90 % — до очищения русла ото льда. Для сравнения, в бассейне Яны на май–июнь приходится в среднем 44–60 % максимальных за год уровней воды с наименьшими показателями на реках, стекающих со склонов Верхоянского хребта, а на посту Джангкы — это 48 %. На п. ст. Юбилейная за 1948–2023 гг. превышение пика половодья над зимним уровнем равно 9,1 м при средней подпорной составляющей от заторов льда в 3,3 м, а максимальный подъем зафиксирован в 1968 г. — 12,1 м. Вверх по течению от п. ст. Юбилейная высота половодья уменьшается из-за снижения самих $Q_{\text{макс}}$ и роли ледовых явлений. В Джангкы высшие уровни сопровождали ледовые явления только в 15 % случаев, а средняя величина подпора от заторов льда в два раза меньше. В дельте Яны снижение подъема половодья происходит из-за его распластывания в силу гидрологических, гидрографических и морфологических причин [1, 3]. В результате на постах Джангкы (1938–1989 гг.) и Усть-Куйга (2002–2023 гг.) средние и максимальные величины подъема уровня в половодье соответственно равны 6,8 и 9,5 м (1968 г.), 6,9 и 10,3 м (2023 г.); на постах ниже п. ст. Юбилейная — Усть-Янск (1979–1986 гг.), Нижнеянск (1970–2023 гг.) и Юэдей (1968–1994 гг.) — соответственно ~8 и 10,5 м (1985 г.); 3,1 и 4,35 м (1996 г.), <2 и 2,3 м (1985 г.). Наибольшая интенсивность подъема уровней воды в период вскрытия составила (с 1977 по 2022 г.) для п. ст. Юбилейная — 814 см/сут. (2012 г.), для п. Нижнеянск — 158 см/сут. (2004 г.), для п. ст. Юэдей — 80 см/сут. (1988 г.); средняя — заметно ниже.

Половодье сменяют дождевые паводки (с добавлением снеговых, ледниковых и наледных талых вод), следующие один за другим, порой накладывающиеся на спад весеннего половодья и превышающие его по высоте. Средняя высота паводков над уровнем до начала подъема на посту Джангкы равна 2,6 м, а максимальная — 5,8 м (1946 г.). Доли июля и августа во внутригодовом распределении максимальных за год уровней — 38,1 и 14,3 %, что соответствует среднебассейновым показателям, которые варьируют в диапазонах 27–42 % и 11–18 %. К п. ст. Юбилейная и вершине дельты высота паводков не растет, в отличие от волны половодья, а уменьшается (до 2,1 м у Юбилейной и 1,7 м у Усть-Янска¹¹); на порядок меньше здесь и вероятность наблюдения $H_{\text{макс}}$ в июле–августе. В дельтовых рукавах средняя высота паводков уменьшается до 0,5 м. Но даже это, а также сгоны и нагоны, становящиеся заметными при уровнях ниже 210 см, не могут затушевать паводки в дельте. Морские нагоны

¹⁰ Каталог заторных и зазорных участков рек СССР. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат; 1976. 125 с.

¹¹ Магрицкий Д.В. *Естественные и антропогенные изменения гидрологического режима низовьев и устьев рек Восточной Сибири*: Автореф. дис. ... геогр. наук. М.: МГУ; 2001. 25 с.

Таблица 2

Table 2

Средние характеристики максимальных уровней и затоплений в бассейне Яны

Characteristics of maximum water levels and floodplain flooding in the Yana River basin

Река — пост	Период (число лет)	Максимальный уровень и его изменения		дата**	Продолжительность, сут., превышения отметки***		ОЯ	затопления поймы	затопления поймы	% повторяемость событий,	превышения ОЯ	Глубина затопления поймы, см
		уровень, см	данные		затопления поймы	затопления поймы						
Яна — Верхоянск*	1936–2023 (88)	892 +30	7.07	3,2	6,6	53	11	53	84	+5	11	84
Яна — Багагай*	1954–2023 (70)	832 +22	6.07	2,4	4,7	23	8	23	53	+8	8	53
Яна — Янский	1942–1993 (52)	891	27.06	6,7	6,7	40	40	40	101	+14	40	101
Яна — Сайды	1994–2023 (30)	1082	23.06	5,1	26,4	34	10	34	182	—	10	182
Яна — Джангкы	1938–1989 (52)	937	3.07	14	1	1	52	1	8****	—	52	8****
Яна — Юбилейная*	1948–2023 (76)	1160 +49	5.06	—	4,5	48	—	48	132	+3	—	132
Яна — Нижнеянск	1970–2023 (50)	393	7.06	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сартанг — Бала*	1941–2023 (83)	690 +27	30.06	—	2,6	17	—	17	40	—	—	40
Дулгалаах — Томтор*	1938–2023 (83)	681 +27	8.07	—	1,1	8	—	8	22	+28	—	22
Адыча — Усть-Чаркы*	1960–2023 (63)	907 +22	7.07	1,9	нет	нет	9	нет	63	+5	9	63
Адыча — Юрдюк-Кумах*	1939–2023 (82)	1136 +44	26.06	2,5	2,5	28	28	28	63	—	28	63
Борулаах — Томтор*	1956–2023 (60)	366 +40	29.06	—	2,5	17	—	17	48 (до 1999 г.)	+8	—	48 (до 1999 г.)
Быгантай — Асар*	1937–2023 (86)	805 +19	2.07	—	2,1	34	—	34	0	—	—	0
			-10	—		45	—	45	23	—	—	23

Примечание. *в знаменателе величина изменений с 1996 г., **изменения в датах даны в сутках, ***считается суммой за весь летне-осенний сезон, с учетом неодонократности события, ****всего один случай

Note. *in the denominator, the amount of changes since 1996, **changes in dates are given in days, *** is considered the sum for the entire summer-autumn season, taking into account the frequency of the event, ****only one case.

высотой 1 м, или 1 %-ной обеспеченности, «проникают» внутрь дельты приблизительно на 60–70 км, а высотой 0,2 м (50 %-ной обеспеченности) — на 30–35 км [18]. Приливы меньше по величине (<0,2 м) и распространяются не далее 30 км [3]. Максимальная интенсивность подъема уровней воды при прохождении паводков — 230 см на п. ст. Юбилейная, 126 см у п. Нижнеянск и 102 см на п. ст. Юэдей.

Во время высокого половодья и дождевых паводков случается затопление поймы и расположенных на пойме и берегах строений, дорог, коммунальных сетей и ЛЭП, резервуаров с ГСМ и др. Причем особенность размещения объектов и используемых земель вблизи рек порой такова, что их затопление начинается раньше, чем выход воды на пойму. Разлив речных вод может произойти в любой из месяцев с мая по сентябрь с повторяемостью 1 раз в 2–5 лет и 2,5–10 лет с достижением отметок ОЯ (табл. 2). Средняя и максимальная продолжительность затопления поймы — 1–6,5 сут. (п. ст. Юбилейная — 4,5 сут.) и 2–67 сут. (п. ст. Юбилейная — 12 сут. в 1970 г.).

Первые упоминания о местных наводнениях относятся к 1882 и 1918 гг. и городу Верхоянску [19]. В последующем большие наводнения, о которых собраны достоверные сведения, были в половодье 1961 (в июне и августе), 1967 (май–июнь), 1968 (май) гг. и в 1978 г. (июль). Однако, согласно уровенным наблюдениям на постах, большие наводнения, вероятнее всего, были также в 1943 и 1964 гг., меньшие по масштабам — в 1945, 1949, 1951, 1959, 1970 и 1989 гг. Во время них в низовьях Яны могли затопляться населенные пункты Усть-Куйга, Казачье, Усть-Янск и Нижнеянск.

В современный период ситуация с наводнениями лишь усугубилась. Так, летом 2004 и 2022 гг. в бассейне Яны произошли два катастрофических наводнения с прямым ущербом до 300–400 млн руб. (в ценах 2025 г.), четыре больших — в 1996, 2008, 2012 и 2018 гг., пять умеренно-опасных и небольших — в 1991, 2005, 2006, 2013 и 2023 гг. Из них 5 — в низовьях Яны и во время весеннего половодья с ледоходом (рис. 4а, см. табл. 2). Увеличение повторяемости и интенсивности опасных затоплений связано прежде всего с положительными тенденциями в колебаниях максимального стока (см. выше), хотя в 1940-е, 1960-е гг. и в начале 1970-х гг. ситуация с затоплениями была не менее сложной (см. рис. 4а). В целом с середины 1990-х гг. фиксируется заметное увеличение максимальных уровней (см. табл. 2), прежде всего для $H_{\text{макс}}$ в августе и рек в бассейне Адычи, и уже с 2004/05 г. — по длине самой Яны, на реках Сартанг, Дулгалаах и Бытантай, т. е. на реках левобережной части бассейна, стекающих со склонов Верхоянского хребта. К низовьям и устью Яны эти различия суммируются, затушевывая наступление второго периода. С 1990-х гг. стали наблюдаться случаи максимальных за год уровней и затоплений поймы в сентябре, тогда как в августе в последние 10–15 лет их стало меньше. Началом увеличения общей продолжительности и глубины затопления поймы следует считать середину — вторую половину 1990-х гг. Роль изменений ледовых условий, прежде всего весной, в этих процессах неочевидна, поскольку нет достоверных сведений об изменении характеристик заторов льда. В то же время до 1989 г., согласно материалам гидрологических ежегодников, ледяной покров весной ежегодно подвергался искусственному разрушению, уменьшавшему риски возникновения заторных наводнений; последнее упоминание об этом относится к 2000 г.

С окончанием половодья и паводков, между паводками, т. е. во время низких стоковых уровней (ниже так называемого проектного уровня ($H_{\text{пр}}$)), а также вследствие продолжительных ветровых стонов на устьевом баре, раннего начала ледовых

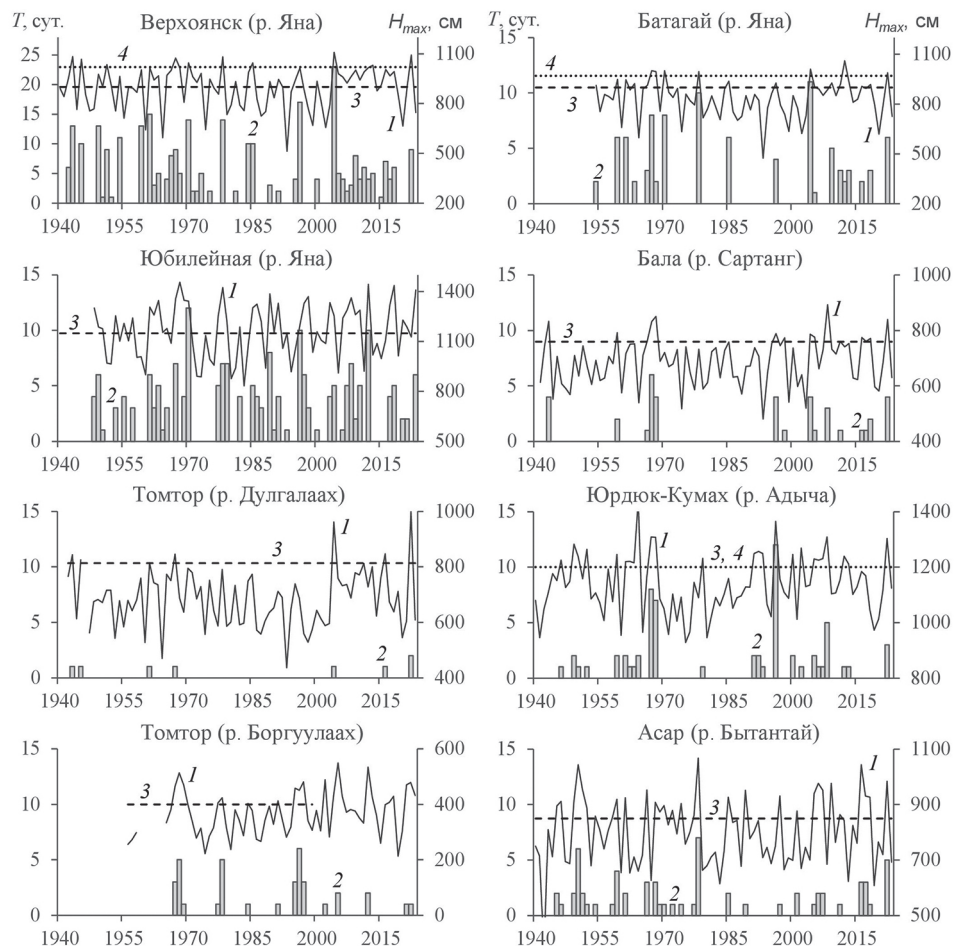


Рис. 4а. Многолетние колебания максимальных за год уровней воды (1), общей продолжительности превышения максимальными уровнями отметки затопления поймы (2) с указанием отметок выхода воды на пойму (3) и опасного явления (4)

Fig. 4a. Diagrams of long-term fluctuations of maximum annual water levels (1), the total duration of the maximum levels exceeding the floodplain flood mark (2), indicating the marks of the beginning of floodplain flooding (3) and the dangerous phenomenon (4)

явлений развиваются условия, ограничивающие работу водного транспорта и северный завоз. Сезон навигации совпадает с периодом открытого русла, но сроки навигации назначаются директивно — ежегодными распоряжениями Росморречфлота (табл. 3), которые для р. Яны в целом не менялись уже много лет. Существенно более позднее начало навигации в устье Яны объясняется более поздним освобождением Янского залива ото льда: устьевой бар освобождается примерно на 1–1,5 недели позже, чем река, залив — еще на 1 месяц позже. В случае раннего очищения реки ото льда, как, например, в 2005–2012, 2017, 2020 гг., навигацию могут начать раньше, а ее продление может объясняться не только более поздним появлением льда, но и срывами сроков завоза грузов, как это было в 2011–2014 гг. Климатические из-

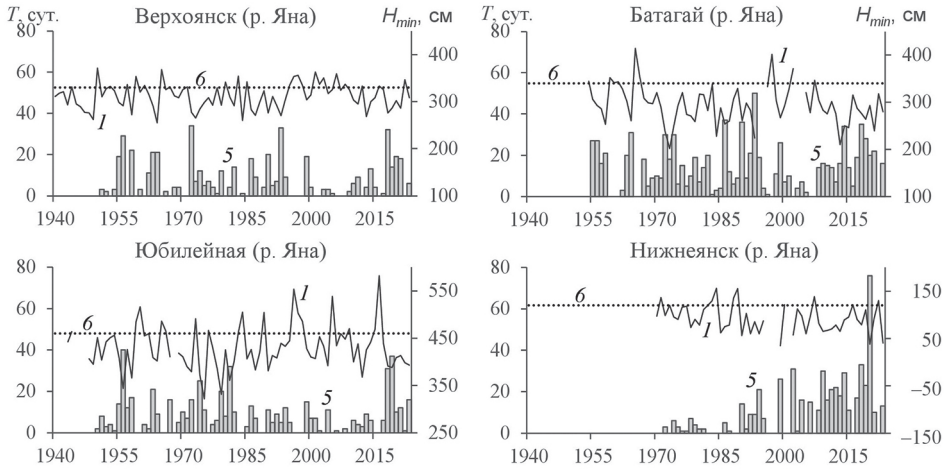


Рис. 4б. Многолетние колебания минимальных летне-осенних (б) уровней воды (1), продолжительности снижения уровней воды ниже критической отметки (5) с указанием отметки проектного уровня (б)

Fig. 4б. Diagrams of long-term fluctuations of minimum summer-autumn water levels (1), the duration of lowering water levels below the critical mark (5), indicating the navigation level mark (б)

Таблица 3

Характеристики ледового режима р. Яны по участкам водного пути

Table 3

Characteristics of the ice regime of the Yana River in certain sections of inland waterways

Верхняя — нижняя граница участка (опорный гидрологический пост)	Дата открытия навигации*	$D_{\text{лhx}10\%}$ ($D_{\text{лhx}50\%}$)	$D_{\text{оч}10\%}$ ($D_{\text{оч}50\%}$)	Дата закрытия навигации*	$D_{\text{пл}90\%}$ ($D_{\text{пл}50\%}$)	$D_{\text{лд}90\%}$ ($D_{\text{лд}50\%}$)
п. Батагай — устье р. Адыча (пост Батагай)	04.06	28.05 (25.05)	31.05 (27.05)	16.09	29.09 (04.10)	07.10 (11.10)
устье р. Адыча — п. Усть-Куйга (гп Сайды)	04.06	29.05 (23.05)	02.06 (28.05)	16.09	30.09 (04.10)	11.10 (19.10)
п. Усть-Куйга — п. Нижнеянск (п. ст. Юбилейный)	10.06	02.06 (27.05)	08.06 (03.06)	30.09	29.09 (04.10)	06.10 (09.10)
п. Нижнеянск — устье, мыс Уэдей (пост Нижнеянск)	20.07	11.06 (06.06)	11.06 (07.06)	30.09	01.10 (05.10)	07.10 (11.10)
мыс Уэдей — Янский залив, входной буй (пост Юэдей)	20.07	—	10.06 (07.06)	30.09	02.10 (05.10)	—

Примечание. * — согласно последнему распоряжению Росморречфлота от 27.12.2024 г.; $D_{\text{лhx}10\%}$, $D_{\text{лhx}50\%}$, $D_{\text{оч}10\%}$, $D_{\text{оч}50\%}$ — дата вскрытия (начала ледохода) и очищения 10 % и 50 % обеспеченности за период 2004–2023 гг., $D_{\text{пл}90\%}$, $D_{\text{пл}50\%}$, $D_{\text{лд}90\%}$, $D_{\text{лд}50\%}$ — дата появления льда и установления ледостава 90 % и 50 % обеспеченности за 2004–2023 гг.

Note. * — according to the latest order of Rosmorrechflot dated December 27, 2024; $D_{\text{лhx}10\%}$, $D_{\text{лhx}50\%}$, $D_{\text{оч}10\%}$, $D_{\text{оч}50\%}$ — date of break-up (ice run) and ice clearing 10 % and 50 % for the period 2004–2023 гг., $D_{\text{пл}90\%}$, $D_{\text{пл}50\%}$, $D_{\text{лд}90\%}$, $D_{\text{лд}50\%}$ — date of appearance of the ice and freeze-up 90 % and 50 % for the period 2004–2023 гг.

менения статистически значимо (по *t-test*) сократили продолжительность ледовых явлений — на 8–10 сут. (с переломным 2004 г.) за счет смещения сроков окончания ледостава и ледохода на более раннее начало, а осеннего появления льда — на более поздние даты, увеличив безледоставный период. Но директивные сроки навигации не меняются.

Проектные уровни определяются по данным уровенных наблюдений на ближайшем гидрологическом посту (см. табл. 3). Для внутренних водных путей первой и третьей категорий $H_{пр}$ должны обеспечиваться в течение 90–95 и 80–90 % продолжительности навигационного сезона (в директивных границах). Но необходимо понимать, что гарантированные (нормальные для судоходства) глубины регулируются не только положением уровня воды в реке, но и дноуглублением.

Результаты обработки меженных уровней показывают, что уровни ниже $H_{пр}$ (в среднем на 0,4–0,5 м и больше) могут наблюдаться на Нижней Яне в июне и июле — ~10 %, но чаще всего значительное и продолжительное падение уровня ниже $H_{пр}$ отмечалось в августе (~17 %) и сентябре (~70–75 %). В Нижнеянке доли августа и сентября для таких событий составили 31 и 47 %. В таких условиях грузовые суда идут с неполной загрузкой, чтобы уменьшить осадку, либо навигация прерывается вовсе. Это приводит к убыткам и даже срыву арктического завоза. Многолетняя повторяемость неблагоприятных лет оценивается авторами в ~70–75 % (с 1950 г.). Во время них суммарное количество дней с $H < H_{пр}$ равно 10–15 сут. с максимальными показателями в 40 сут. на постах Джангкы и Юбилейная в 1956 г. и 76 сут. на посту Нижнеянк в 2020 г. В результате фактическая продолжительность навигации меньше физической: до п. Усть-Куйга, от Усть-Куйга до Нижнеянска и ниже она была меньше в 2010–2023 гг. соответственно на 21, 11 и 45 сут. Выше по течению характеристики несколько другие.

Современное увеличение меженного стока (см. рис. 3з) сопровождалось повышением минимальных уровней $H_{мин}$ в среднем на 10–20 см (с 1994 г.) и уменьшением времени стояния их ниже $H_{пр}$ на 1,5 сут. (см. рис. 4б). Но произошло это благодаря позитивным изменениям во второй половине 1990-х гг. и в 2000-х гг. С 2008 г. и повсеместно с 2018 г. гидрологические условия навигации ухудшились из-за отдельных негативных тенденций в меженных и паводочных расходах воды в разных частях бассейна. Прежде всего ухудшилась ситуация в июле и августе, минимальные уровни снизились на 10–30 см. На посту Нижнеянк падение уровней (на 20–40 см) отмечено во все месяцы летне-осеннего сезона, что привело к увеличению количества неблагоприятных дней на 16 сут. В результате если на посту Юбилейная проектный уровень почти сохранил обеспеченность 95 %, то на посту Нижнеянк он снизился почти до 80 %. В то же время к данным наблюдений на постах Нижнеянк и Юэдей, правильности их высотной основы, сохранению тесной связи между уровнями двух постов и т. п. есть вопросы. В итоге затруднения для прохода судов были — в 2011–2014, 2017, 2020, 2021 гг. и особенно серьезные в 2018, 2019 и 2023 гг. (за 2011–2023 гг.). Еще одной причиной были недостаточные объемы дноуглубления, проводившегося на 17 перекатах ниже Усть-Куйги (с годовыми объемами от 20 до 60 тыс. м³ и больше) и на бере устья Главного русла (от 280 до 550 тыс. м³ и больше). К сведению, в 1980-е гг. на участке Усть-Куйга — Нижнеянк они составляли 0,8–1,1 и 1–3,2 млн м³/год. Выше Усть-Куйги дноуглубительные работы, по-видимому, вообще не проводятся. Ранее неблагоприятными для судоходства периодами были 1950-е, 1970–1980-е гг.

На устьевом баре ограничения создают ветровые сгоны, охватывающие до 55 и даже до 60 % времени навигации. Вместе с низкими стоковыми уровнями сгоны привели к серьезным проблемам в прохождении судов в 2011, 2012, 2013 (19–30 августа), 2015 (7–19 августа), 2020 (24 августа — 5 сентября) и 2023 гг. Морские суда, суда «река–море» либо ждали благоприятных гидрологических условий, либо перегружали свой груз на речные суда, способные пройти устьевой бар. Дополнительные трудности водному транспорту создают: 1) интенсивный весенний ледоход с заторами, приводящий к повреждению знаков судоходной обстановки и даже судов, с последующим экологическим ущербом (весна 2012 г.); 2) занесение судоходной прорези наносами и мусором во время сильных паводков и ветровых нагонов (2015 и 2022 гг.); 3) препятствование дноуглубительным работам на устьевом баре дрейфующего морского льда (под влиянием сгонно-нагонных явлений), как это было в 2016, 2017, 2023 гг.; 4) позднее освобождение ото льда Янского залива и устьевого бара (в 2013, 2015, 2017 и 2018 гг.); 5) сильные шторма в заливе и на баре, как, например, 13 сентября 1976 г., когда затонули танкер и теплоход и получили повреждение еще 2 танкера. Это самый сложный судоходный участок на Яне, и любые ограничения, связанные с низкими уровнями и глубинами, увеличивают риски срыва арктического завоза и аварий.

Выводы

Увеличение объемов грузоперевозок по р. Яне в связи с расширением масштабов добычи полезных ископаемых в бассейне, безопасное и экономически оправданное развитие населенных пунктов, транспортной и энергетической инфраструктуры, нестационарные гидроклиматические изменения в регионе требуют актуализации сведений о современном гидрологическом режиме Яны как основного транспортного коридора, источника воды и гидрологических опасностей. В соответствии с этой целью, по наиболее полным данным наблюдений на гидрологических постах, как в нижнем течении Яны, так и в остальных частях бассейна, были обновлены оценки характеристик годового стока воды, максимальных и минимальных расходов и уровней воды, ледового режима, выполнен статистический и графический анализ их многолетних колебаний с определением характера изменений, циклов водности, переломных лет, участия в этих тенденциях главных притоков, анализ особенностей внутригодового режима. При этом важными дополнительными результатами этой работы стали удлиненные ряды среднегодовых и максимальных расходов воды в низовьях Яны, построенные по ним диаграммы, рассчитанные параметры кривых обеспеченностей и сами кривые.

Установлено, что среднегодовые, максимальные и минимальные расходы в нижнем течении Яны выросли на 23–24, 12 и 36 %. Причем увеличение годового стока Яны обеспечили положительные тенденции во все сезоны года и на всех реках бассейна, правда, с разным началом. Основными переломными годами были 1989, 1996 и 2004 гг. Среди максимальных расходов наибольшее увеличение обнаружено у пиковых расходов половодья (+22 % начиная с 1996 г., против 10,4 % у паводков). Мало того, максимальные за год расходы воды в подавляющем случае стали приходиться на весеннее половодье, максимальных расходы половодья стали проходить немного раньше (в среднем на 5 сут.), а паводков позже (на 1–2 нед.).

Нестационарные изменения в стоке повлияли на уровенный режим Нижней Яны, а также на характеристики затопления поймы и, соответственно, наводнений,

которые могут происходить в любой месяц с мая по сентябрь, сопровождая высокое половодье и паводки, а также на условия навигации, с повторяемостью 1 раз в 2–5 лет и 2,5–10 лет с достижением отметок опасного явления. Влияние нарушений ледового режима признано незначительным, поскольку продолжительность периода с ледовыми явлениями сократилась всего на 5–8 сут. начиная с 2004 г. Установлено, что повторяемость и параметры затоплений поймы повсеместно в бассейне выросли (с середины 1990-х гг.) прежде всего из-за повышения максимальных уровней в среднем на 0,2–0,5 м. В результате с 1990-х гг. зафиксированы два катастрофических, четыре больших и пять небольших наводнений. Причем в низовьях Яны явно доминируют весенние стоково-заторные наводнения.

С 2008 г. и повсеместно с 2018 г. наблюдается ухудшение условий навигации, особенно в июле–августе и на устьевом баре Яны, несмотря на общее увеличение меженного стока с 1990-х гг. и повышение уровней до 2007 г. (на ряде постов — до 2017 г.). Его причины кроются не только в неодинаковых климатических изменениях водного режима рек в разных частях бассейна, но и в недостаточных объемах дноуглубления на перекатах и устьевом баре Яны.

Наводнения, стоковые и сгонные обмеления, увеличение их интенсивности существенно увеличивают затраты на предупреждение гидрологических опасностей и ликвидацию последствий их проявления, препятствует социально-экономическому развитию региона, поэтому требуют дальнейшего мониторинга и изучения. Хотя уже полученные авторами результаты дают вполне достоверное и количественное представление (исследователям, водопользователям, представителям муниципальных органов, населению и др.) о составе, географии, факторах, прошлых и современных характеристиках гидрологических опасностей в бассейне Яны, многолетних тенденциях их изменения.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках Государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова, раздел по опасным гидрологическим явлениям подготовлен в рамках работ по гранту РФФИ № 24-17-00084

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. The study was carried out within the framework of the State Assignment of the Lomonosov Moscow State University, the section on hazardous hydrological phenomena was prepared as part of the work within the grant of the RSF No. 24-17-00084.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. *Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы.* М.: ГЕОС; 1998. 210 с.
2. Алексеевский Н.И. (ред.). *Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования.* М.: ГЕОС; 2007. 585 с.
3. Михайлов В.Н. *Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее.* М.: ГЕОС; 1997. 412 с.
4. Лебедева Л.С. Современные изменения стока в бассейне реки Яна. *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление.* 2022;6:86–106. https://doi.org/10.35567/19994508_2022_6_6
Lebedeva L.S. Current flow changes in the Yana River basin. *Vodnoe khozyajstvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie = Water sector of Russia: problems, technologies, management.* 2022;6:86–106. (In Russ.). https://doi.org/10.35567/19994508_2022_6_6

5. Магрицкий Д.В. Новые данные о распределении нормы стока воды на Северо-Востоке России и притоке речных вод в арктические моря. *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*. 2022;6:70–85. https://doi.org/10.35567/19994508_2022_6_5
Magritsky D.V. New data on the distribution of the water flow rate in the North-East of Russia and the inflow of river waters into the Arctic seas. *Vodnoe khozyajstvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie = Water sector of Russia: problems, technologies, management*. 2022;6:70–85. (In Russ.). https://doi.org/10.35567/19994508_2022_6_5
6. *Моря Российской Арктики в современных климатических условиях*. СПб.: АНИИ; 2021. 360 с.
7. Георгиевский В.Ю. (ред.). *Многолетние колебания и изменчивость водных ресурсов и основных характеристик стока рек Российской Федерации*. СПб.: ООО «РИАЛ»; 2021. 190 с.
8. Frolova N.L., Magritsky D.V., Kireeva M.B., Grigor'ev V.Yu, Gelfan A.N., Sazonov A.A., Shevchenko A.I. Streamflow of Russian rivers under current and forecasted climate changes: a review of publications. 1. Assessment of changes in the water regime of Russian rivers by observation data. *Water Resources*. 2022;49(3):333–350. <https://doi.org/10.1134/S0097807822030046>
9. Третьяков М.В., Пискун А.А., Муждаба О.В. Неблагоприятные и опасные гидрологические явления р. Яны в районе поселка Усть-Куйга. *Известия ПГУПС*. 2022;19(3): 464–478. <https://doi.org/10.20295/1815-588X-2022-3-464-478>
Tret'yakov M.V., Piskun A.A., Muzhdaba O.V. Unfavorable and dangerous hydrological phenomena of the Yana river is located near the village of Ust-Kuiga. *Izvestiya PGUPS = Proceedings of PURC*. 2022;19(3):464–478. (In Russ.). <https://doi.org/10.20295/1815-588X-2022-3-464-478>
10. Третьяков М.В., Муждаба О.В., Пискун А.А., Терехова Р.А. Состояние гидрологической сети наблюдений Росгидромета в устьевых областях рек АЗРФ. *Водные ресурсы*. 2022;49(5):583–595. <https://doi.org/10.31857/S0321059622050157>
Tret'yakov M.V., Muzhdaba O.V., Piskun A.A., Terekhova R.A. The state of the Russian Hydrometeorological monitoring network in the estuaries of the AZRF rivers. *Vodnye resursy = Water resources*. 2022;49(5):583–595. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0321059622050157>
11. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 17. Лено-Индигирский район*. Л.: Гидрометеиздат; 1972. 652 с.
12. Магрицкий Д.В. Водопотребление на водосборах арктических рек и в Арктической зоне Российской Федерации: параметры, структура, многолетняя динамика. *Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление*. 2019;3:20–37. <https://doi.org/10.35567/1999-4508-2019-3-2>
Magritsky D.V. Water consumption in the catchments of Arctic rivers and in the Arctic zone of the Russian Federation: parameters, structure, long-term dynamics. *Vodnoe khozyajstvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie = Water sector of Russia: problems, technologies, management*. 2019;3:20–37. (In Russ.). <https://doi.org/10.35567/1999-4508-2019-3-2>
13. Шикломанов И.А. (ред.). *Водные ресурсы России и их использование*. СПб.: ГГИ; 2008. 600 с.
14. Георгиевский М.В., Голованов О.Ф. Прогнозные оценки изменений водных ресурсов крупнейших рек РФ на основе данных по речному стоку проекта CMIP5. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. 2019;64(2):206–218. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.203>
Georgievskij M.V., Golovanov O.F. Forecast estimates of changes in water resources of the largest rivers of the Russian Federation based on river flow data from the CMIP5 project. *Vestnik SPbGU. Nauki o Zemle = Vestnik of Saint-Petersburg University. Earth Sciences*. 2019;64(2):206–218. (In Russ.). <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.203>
15. Насонова О.Н., Гусев Е.М., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А. Глобальные оценки изменения составляющих водного баланса суши в связи с возможным изменением климата. *Водные ресурсы*. 2021;48(4):361–377. <https://doi.org/10.31857/S0321059622030051>
Nasonova O.N., Gusev E.M., Kovalev E.E., Shurkhno E.A. Global estimates of changes in the components of the land's water balance due to possible climate change. *Vodnye resursy = Water resources*. 2021;48(4):361–377. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0321059622030051>

16. Фролова Н.Л., Магрицкий Д.В., Киреева М.Б., Григорьев В.Ю., Гельфан А.Н., Сазонов А.А., Журавлев С.А., Курочкина Л.С. Современные изменения характеристик максимального стока рек России. *Вопросы географии. Водные проблемы и их решение*. 2023;157:137–166. <https://doi.org/10.31857/S032105962203004X>
Frolova N.L., Magritsky D.V., Kireeva M.B., Grigor'ev V.Yu., Gelfan A.N., Sazonov A.A., Zhuravlev S.A., Kurochkina L.S. Modern changes in the characteristics of the maximum flow of Russian rivers. *Voprosy geografii. Vodnye problemy i ikh reshenie = Geography issues. Water problems and their solutions*. 2023;157:137–166. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S032105962203004X>
17. Головина А.П., Головин В.С. Прогнозирование заторных явлений на придельтовых участках Лены и Яны. *Труды ААНИИ*. 1974;308:143–172.
Golovina A.P., Golovin V.S. Forecasting ice dam phenomena near the Lena and Yana river deltas. *Trudy AANII = The proceedings of AARI*. 1974;308:143–172. (In Russ.).
18. Кортаев В.Н., Лодина Р.В., Милошевич В.А., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Формирование дельты р. Яны и прогноз развития ее устьевых баров. *Эрозия почв и русловые процессы*. 1978;6:123–159.
19. Зайков Б.Д. *Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время*. Л.: Гидрометеиздат; 1954. 133 с.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-85-112>

УДК 551.34



Permafrost on Severnaya Zemlya Archipelago and Wiese Island, Russian High Arctic

Nikita E. Demidov¹, Anna N. Rachkova¹, Alina V. Guzeva², Aleksey Yu. Gunar³,
Anna V. Kozachek¹, Sergey S. Krasilnikov^{1*}, Nikita L. Sekisov¹✉,
Kirill B. Tchikhatchev¹, Yury V. Ugryumov¹, Thomas Opel⁴,
Hanno Meyer⁴, Sebastian Wetterich^{4**}

¹ State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences — St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

³ Moscow State Lomonosov University, Moscow, Russia

⁴ Alfred Wegener Institute Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

✉nlsekisov@aari.ru

ORCID: NED, 0000-0002-3462-7747; AVG, 0000-0002-9501-1698; AYG, 0000-0002-9501-1698;
AVK, 0000-0002-9704-8064; SSK, 0000-0002-5023-3908; KBT, 0000-0002-0408-2256;
TO, 0000-0003-1315-8256; HM, 0000-0003-4129-4706; SW, 0000-0001-9234-1192

Abstract. Climate conditions largely control the properties and distribution of permafrost. Its sensitivity to warming makes it a valuable indicator of ongoing climate change. This is especially true for High Latitudes, where climate warming accelerates at the highest rates worldwide. However, little is known about permafrost conditions, its properties and features on the High Arctic Islands, the northernmost land where permafrost occurs. For the first time, the present study summarizes Soviet literature data, recent drilling and other observation data of periglacial landforms, ground temperatures, cryostratigraphy and ground ice properties (including stable water isotope data, partly obtained during the Arctic Century Expedition in 2021) on the Severnaya Zemlya Archipelago and adjacent Wiese Island in the Russian High Arctic. The study provides baseline information on High Arctic permafrost to encourage and promote further investigations of the state and dynamics of warming permafrost.

Keywords: Russian High Arctic, Severnaya Zemlya, Wiese Island, Arctic permafrost, active layer, ice wedge, frost blister

Present Addresses:

* S.S.K.: The Hong Kong Polytechnic University, Hong Kong, China

** S.W.: Technische Universität Dresden, Institute of Geography, Dresden, Germany

© Авторы, 2026

© Authors, 2026

For citation: Demidov N.E., Rachkova A.N., Guzeva A.V., Gunar A.Yu., Kozachek A.V., Krasilnikov S.S., Sekisov N.L., Tchikhatchev K.B., Ugryumov Yu.V., Opel T., Meyer H., Wetterich S. Permafrost on Severnaya Zemlya Archipelago and Wiese Island, Russian High Arctic. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):85–112. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-85-112>

Received 21.12.2025

Revised 01.03.2026

Accepted 05.03.2026

Многолетняя мерзлота на архипелаге Северная Земля и острове Визе

Н.Э. Демидов¹, А.Н. Рачкова¹, А.В. Гузева², А.Ю. Гунар³, А.В. Козачек¹,
С.С. Красильников^{1*}, Н.Л. Секисов^{1✉}, К.Б. Чихачев¹, Ю.В. Угрюмов¹,
Т. Опель⁴, Х. Мейер⁴, С. Веттерих^{4**}

¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² Институт озерадения РАН — СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴ Институт имени Альфреда Вегенера, Центр полярных и морских исследований им. Гельмгольца, Потсдам, Германия

✉nsekisov@aari.ru

ИД НЭД, 0000-0002-3462-7747; АВГ, 0000-0002-9501-1698; АЮГ, 0000-0002-9501-1698;
АВК, 0000-0002-9704-8064; ССК, 0000-0002-5023-3908; КБЧ, 0000-0002-0408-2256;
ТО, 0000-0003-1315-8256; ХМ, 0000-0003-4129-4706; СВ, 0000-0001-9234-1192

Аннотация. Климатические условия в значительной степени определяют распространение и характеристики многолетней мерзлоты. Чувствительность мерзлоты к потеплению позволяет рассматривать ее как важный индикатор происходящих изменений климата. Это особенно актуально для высоких широт Северного полушария, где скорость климатического потепления наибольшая на планете. Мерзлотные условия островов в высокоширотной Арктике — самых северных участков суши, где встречается многолетняя мерзлота, — остаются слабо изученными. В настоящей работе для архипелага Северная Земля и близлежащего острова Визе впервые обобщены данные исследований советского времени вместе с результатами недавних работ, включавших бурение, наблюдения за криогенными формами рельефа, температурой пород, изучение криостратиграфии и содержания стабильных изотопов воды, данные по которым частично получены во время экспедиции “Arctic Century” в 2021 г. Представленная работа закладывает основу для дальнейшего исследования современного состояния и динамики мерзлоты в высокоширотной Арктике.

Ключевые слова: Российская Арктика, Северная Земля, о. Визе, многолетняя мерзлота, сезонно-талый слой, полигонально-жильный лед, наледный бугор

Для цитирования: Demidov N.E., Rachkova A.N., Guzeva A.V., Gunar A.Yu., Kozachek A.V., Krasilnikov S.S., Sekisov N.L., Tchikhatchev K.B., Ugryumov Yu.V., Opel T., Meyer H., Wetterich S. Permafrost on Severnaya Zemlya Archipelago and Wiese Island, Russian High Arctic. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):85–112. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-85-112>

Поступила 21.12.2025

После переработки 01.03.2026

Принята 05.03.2026

Introduction

Since the archipelago (Fig. 1) was discovered in 1913, large-scale geological, physiographic, hydrometeorological and glaciological studies have been carried out on

Текущие адреса:

* S.S.K.: Гонконгский политехнический университет, Гонконг, Китай

** S.W.: Технический университет Дрездена, Институт географии, Дрезден, Германия

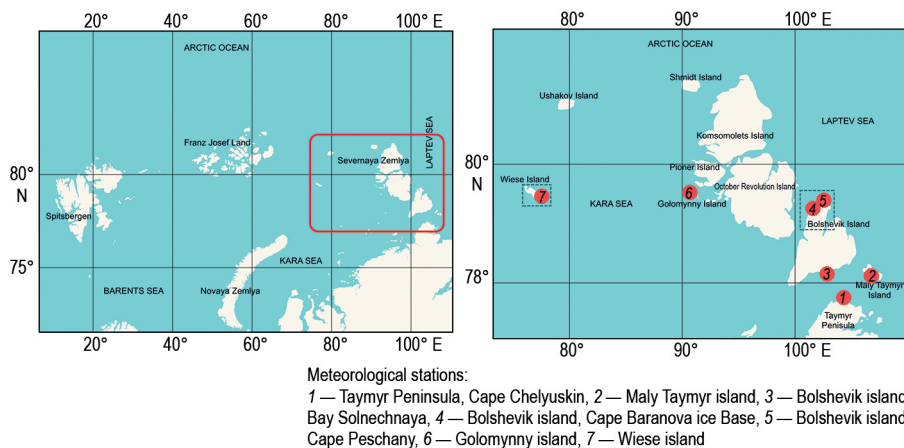


Fig. 1. Location of the Severnaya Zemlya Archipelago and surrounding islands showing the position of the study sites on Bolshevik and Wiese islands (dotted frames; see Fig. 2), and the meteorological stations referred to in the study

Рис. 1. Расположение архипелага Северная Земля и окружающих островов с указанием местоположения участков исследований на островах Большевик и Визе (пунктирные рамки; см. рис. 2), а также метеорологических станций, упомянутых в исследовании

Severnaya Zemlya, while Wiese Island has largely remained unstudied since its discovery in 1930. On Severnaya Zemlya, distinct permafrost research, if any, has so far been only sporadic. Studies of seasonal thawing and cryogenic processes on October Revolution Island are among the few works published in Russian [1–3]. However, the results of these studies are too insufficient to give even a preliminary idea of the large-scale permafrost conditions of the archipelago, primarily due to the lack of data on the temperature of the frozen strata and their thickness. The geocryological map of the USSR at a scale of 1:2 500 000 shows the regional ground temperature characteristics of the permafrost based only on theoretical calculations¹. Meanwhile, from a natural-scientific point of view, the study of the Severnaya Zemlya Archipelago is of interest if one is to understand the specifics of permafrost formation under extremely severe High Arctic climatic conditions.

To study the permafrost conditions of Severnaya Zemlya and to establish permafrost monitoring, fieldwork, including drilling of boreholes, was carried out in 2021 in the north of Bolshevik Island close to the research station Cape Baranova Ice Base (Fig. 2a). In a physio-geographical context, the other islands of the Kara Sea, including Wiese Island, although not part of the Severnaya Zemlya Archipelago, are referred to as the Northern Land Province of the Arctic desert zone [4]. In 2023, a permafrost observation point was established on Wiese Island as part of the Russian National System of Background Permafrost Monitoring [5].

The present study aims (1) to summarize and make available previously conducted permafrost studies to identify permafrost characteristics in comparison to other high-latitude regions of the Earth and (2) characterize for the first time the current permafrost conditions of Severnaya Zemlya and Wiese Island for the first time based on newly obtained data.

¹ Kondratyeva K.A. Severnaya Zemlya (to the Geocryological Map of the USSR, scale 1:2.500.000). *Merzlotnye issledovaniya = Permafrost Research*. 1982;20:84–96. (In Russ.).

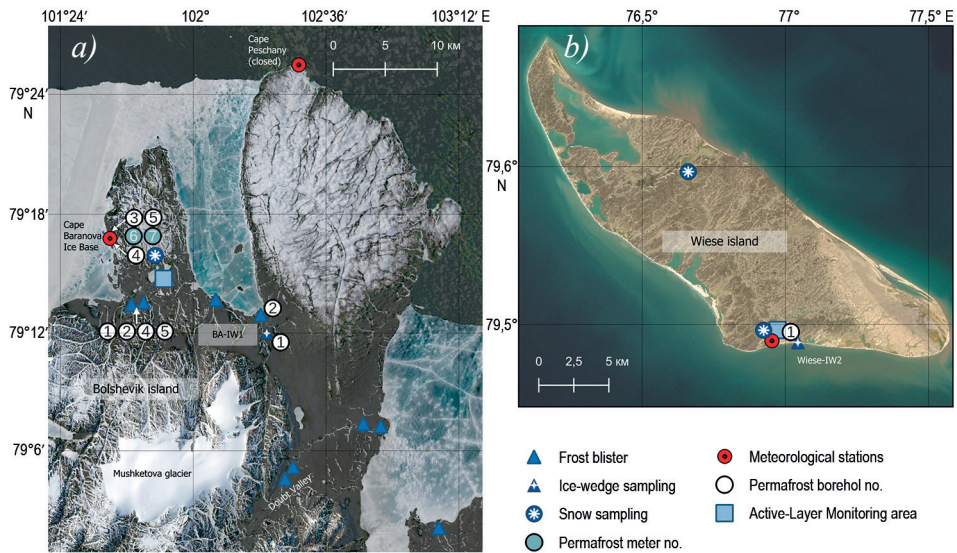


Fig. 2. Sampling and observation points (a) on Bolshevik Island near the Cape Baranov Ice Base on Bolshevik Island (Sentinel-2 Quarterly mosaics, 1 July 2021), and (b) on Wiese Island (Landsat image, 8 June 2024)

Рис. 2. Точки отбора проб и наблюдения (a) на острове Большевик в районе «Ледовой базы Мыс Баранова» (мозаика снимков Sentinel-2, 1 июля 2021 г.) и (b) на острове Визе (снимок Landsat, 8 июня 2024 г.)

Study region

Severnaya Zemlya Archipelago

The Severnaya Zemlya Archipelago consists of four large islands — October Revolution, Bolshevik, Komsomolets and Pioneer — and many small islands between 77°55' and 81°16' N (see Fig. 1). The relief of the archipelago is plateau-like and low-hilly. The maximum relief marks are confined to glacial domes. The bedrock base of the glaciers reaches heights of up to 800 m (Tumannye Mountains, October Revolution Island). In the river valleys, Quaternary sediment sections up to 70 m thick are known [6]. However, the Quaternary sediments only play a minor role, as the surface morphology consists mainly of rock covered by thin cryo-eluvium. Only the accumulative marine Quaternary terraces at the northern part of Bolshevik Island near Cape Baranov and Cape Peschany and in the northern part of Komsomolets Island near Cape Arctic, as well as on the western end of October Revolution in the area of the Uzkiy Gulf cover considerable areas². The bedrock on Bolshevik Island and in the eastern part of October Revolution Island is mainly represented by Proterozoic-Lower Paleozoic metamorphic rocks crushed into steeply dipping folds and ruptured by granitoid intrusions, while the western parts of October Revolution, Komsomolets islands and Pioneer Island is mainly formed by folded Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks. Cenozoic deposits represent the northern part of Komsomolets Island.

² *Geological map of Severnaya Zemlya, scale: 1:1 500 000.* Moscow: Ministry of Geology of the USSR; 1967. (In Russ.).

Due to its offshore location, the climate of Severnaya Zemlya is less continental than that of the Taymyr Peninsula to the south, but more continental than that of the western sector of the Russian High Arctic. Marine climate features are most pronounced in the north-western part of the archipelago due to westerly air transport. The interaction between cold air masses from the inner Arctic, continental air masses from Siberia and relatively warm and humid masses from the North Atlantic intensifies cyclonic activity here. Another climate-forming feature of the archipelago (especially for its western part) is the inflow of advective heat from sea waters from the Atlantic and continental rivers. Heat transfer from the sea causes relatively warm winter air temperatures on Severnaya Zemlya, while relatively cool summer air temperatures result from the buffering effect of sea water and sea ice. According to meteorological observations since 2013 at the research station Cape Baranova Ice Base, the average monthly temperature is consistently above 0 °C only in July, while in August and June there are years when it can be below 0 °C [7]. The average monthly temperature of winter months is in the range of –30 to –15 °C.

About half of the archipelago's territory is covered by ice caps. According to the drilling data of the largest glacier on the archipelago on Komsomolets Island, the Akademii Nauk (AN) ice cap, the ice thickness reaches 761 m [8]. Direct glacier mass-balance measurements and further mapping revealed that the glaciation significantly decreased in the 20th century [9; 10]. The glaciers largely determine the distribution and regime of the rivers on Severnaya Zemlya. The rivers are mainly fed by melting glaciers and snow [6]. In winter, all the rivers are frozen to the bottom. The river valleys are canyon-shaped; only the largest rivers of the archipelago have flat-bottomed valleys with terraced slopes. There are about 30 lakes on the archipelago with a mirror area of more than 1 km². Small thermokarst lakes are common on marine terraces.

The vegetation cover is exceptionally scarce, as the archipelago belongs to the Arctic desert zone [4], although in favorable areas in the southern part of the archipelago, Arctic tundra vegetation occurs, forming a cohesive network hosting small reindeer populations. The altitudinal belt is manifested in the fact that the vegetation is poorer on the elevated inner plateaus, with only small areas covered with mosses and lichens.

Wiese Island

Wiese Island (79°29' N, 76°59' E) is located 265 km west of Severnaya Zemlya in the Kara Sea. It is 36 km long and up to 11 km wide (see Fig. 1). The climatic conditions here are generally similar to those of Severnaya Zemlya. Distinctive characteristics of Wiese Island are the absence of glaciation, the low-lying, gently hilly relief with absolute elevations up to 22 m above sea level³, and the prevalence of sandy deposits. The fine-grained Lower Cretaceous sands that form the island have horizontal bedding and many nodules in the form of interlayers and large spherical contractions of dense rocky soils [11]. In the island's eastern part, the lower terrace is composed of Quaternary deposits. As a permafrost monitoring station was being established in 2023, more than ten reindeer antlers were found on the surface and in the gullies. The position of these finds and their distance to the meteorological station rule out the possibility of the antlers being moved by the dogs belonging to the station. Further surface features on Wiese Island are rare boulders of igneous rock. The hills are intersected by narrow troughs, which in summertime carry water. Closed troughs fill with meltwater and form small lakes, which

³ *Topographic map of USSR 1:200 000. T-43 IV, V, VI, Polar station Wiese; 1957. (In Russ.).*

dry-up during the summer period. The coastal zone exhibits some lagoons filled with salty water and dissected by sand and stone spits from the sea.

The island's vegetation is sparse, reaching about 50 % coverage, and mainly composed of mosses and lichens, while grass is rare.

Material and methods

Fieldwork

Permafrost drilling was carried out by the UKB-12/25 (Vorovskiy Machine Factory, Ekaterinburg, Russia) dry drilling machine using core barrels ranging from 108 to 73 mm in diameter [12]. As the cores were retrieved, photo documentation of the cores, sampling, description of lithology and cryostructures took place. Drilling of frost blisters was carried out using Kovacs core and auger samplers (Kovacs Enterprise, LLC, USA). Cryopeg brines originated from the boreholes and were collected in plastic bottles and transported at approximately 0 °C to laboratory for analysis. For temperature measurements in the borehole #1 on Bolshevik Island, thermistor chains were installed using equipment from MSU-Geophysics LLC (Russia) and from Marlin-Yug LLC (Russia) in borehole #1 on Wiese Island (see Fig. 2), which measure temperature with a resolution of 0.01 °C and accuracy of ± 0.1 °C. Both loggers collect temperature measurements at 6-h intervals. Observational data from Wiese Island borehole are transferred automatically using a satellite-based data transmission system and data from borehole on Bolshevik Island are collected manually during occasional visits.

Air temperature and soil temperature data at the meteorological stations were obtained from the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring⁴. Measurements of the seasonal active-layer thickness (ALT) were carried out at the end of the thawing period using a metal gauge on a 50 by 50 m site with a 5 m spacing. Furthermore, ALT measurements were complemented by AM-21 type permafrost meters (Ecolog-Yug LLM, Russia; see Fig. 2), which record the freezing depth of distilled water in a rubber tube immersed in the ground. On Bolshevik Island, wedge-ice samples were obtained by excavation in a pit and on Wiese Island sampled in a coastal exposure (see Fig. 2). At both locations the upper 5 cm of ice was moved away by hammer and chisel to ensure uncontaminated ice samples. Oriented ice blocks with approximate dimensions 10×10×20 cm crossing the wedge growth direction were cut and transported at subzero temperature to the laboratories. In August 2021, a snow patch was sampled in a 5 cm resolution for stable isotope analysis in a 100 cm deep snowpit at Wiese Island in the framework of the Arctic Century expedition. In September 2023, samples of freshly fallen snow were collected in sealed plastic tubes in the vicinity of weather stations on Bolshevik and Wiese islands (see Fig. 2). After collecting and until laboratory analyses, the samples were stored at sub-zero temperatures.

Analytical work

The ice (or moisture) content of the sediments was determined by the weight method in 53 samples expressed as weight percentage (wt%). An Agilent 720-OES (Agilent Technologies, Inc., USA) inductively coupled plasma optical emission spectrometer was used to analyze the cation content (Na^{+1} , K^{+1} , Mg^{+2} , Ca^{+2}) in eight samples of cryopeg brines, and anions (Cl^{-} , SO_4^{2-} , HCO_3^{-}) were determined titrimetrically.

⁴ Roshydromet. All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information — World Data Centre. 2024. Available at: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/> (accessed: 28.05.2024). (In Russ.).

In total, 32 samples originated from one excavated horizontal ice-wedge profile 1 (combined BA-IW1-01 and BA-IW1-02 sample sets; Table S2). Profile 1 was taken frozen in two blocks, which remained frozen upon laboratory analysis. After manual cleaning, both blocks (each ca. 15 cm wide) were sub-sampled at 1.5 cm resolution in the cold lab ($-4\text{ }^{\circ}\text{C}$). In this study we measured and considered additional 14 samples from a second horizontal ice-wedge profile 2 (combined BA-IW1-03 to BA-IW1-08 sample sets; Table A.2). A second ice wedge (Wiese-IW2, $n = 6$) on Wiese Island and four snow samples from Wiese ($n = 1$) and Bolshevik ($n = 2$) islands, and Cape Chelyuskin ($n = 1$), Taymyr Peninsula were analyzed using a Picarro L2120-i analyzer of the Climate and Environmental Research Laboratory (CERL, AARI, St. Petersburg, Russia) with an analytical precision of $\pm 0.08\text{ }‰$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0.4\text{ }‰$ for δD .

The stable oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and hydrogen (δD) isotope ratios of BA-IW1 wedge-ice and snow samples from the 2021 Arctic Century expedition ($n = 20$, from a 100 cm snow pit on Wiese Island) were determined at the ISOLAB facility of the Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research in Potsdam (Germany), using a Picarro L2130i cavity ringdown spectrometer (CRDS) with an analytical precision of $\pm 0.08\text{ }‰$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\pm 0.5\text{ }‰$ for δD . Stable water isotope ratios are reported in per mil (‰) versus Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW2). The deuterium excess d was calculated as $d = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ [13].

Results

Recent regional climate warming

Data from seven meteorological stations on Severnaya Zemlya and its islands and continental surroundings allow us to analyze trends and variabilities of the almost century-long mean annual air temperature (MAAT) and annual precipitation records. The fluctuations of MAAT at the meteorological stations were synchronous (Fig. 3). The difference in absolute values of MAAT between the stations during most of the observation period was within $2\text{ }^{\circ}\text{C}$. The cooling trend in the first half of the observation period was replaced in the mid-1970s by a more pronounced trend of mean annual air temperature increase. The MAAT on the westernmost Wiese Island is slightly higher than that on Golomyanny Island and on northern Taymyr (Chelyuskin station). MAAT calculated according to the WMO standard⁵ for the thirty-year periods from 1961 to 1990 and from 1991 to 2020 increased by $2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ on Golomyanny Island, by $3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ on Wiese Island and by $2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ on northern Taymyr (Chelyuskin station) corresponding to an increase rate of the MAAT rise of between 0.07 and $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ per year. In 2021, the MAAT at the meteorological stations were $-12.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ on Golomyanny Island, $-12.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ on the Cape Baranova Ice Base, $-11.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ on Wiese Island and $-12.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ on northern Taymyr (Chelyuskin station). Mean annual precipitation calculated for 1991–2020 at the meteorological stations are as follows: Wiese Island 205 mm, Golomyanny Island 180 mm, northern Taymyr (Chelyuskin station) 212 mm. The meteorological stations do not show any clear trends in MAP. Concerning the influence of precipitation on the ground-temperature regime on Severnaya Zemlya, the following features are noteworthy: the overwhelming majority of precipitation falls as snow, snow thickness is generally low while snow density is high. The duration of the snow cover, as well as unevenness in distribution depends on the relief [1].

⁵ WMO guidelines on the calculation of climate normal. № 1203. Geneva: WMO; 2017.

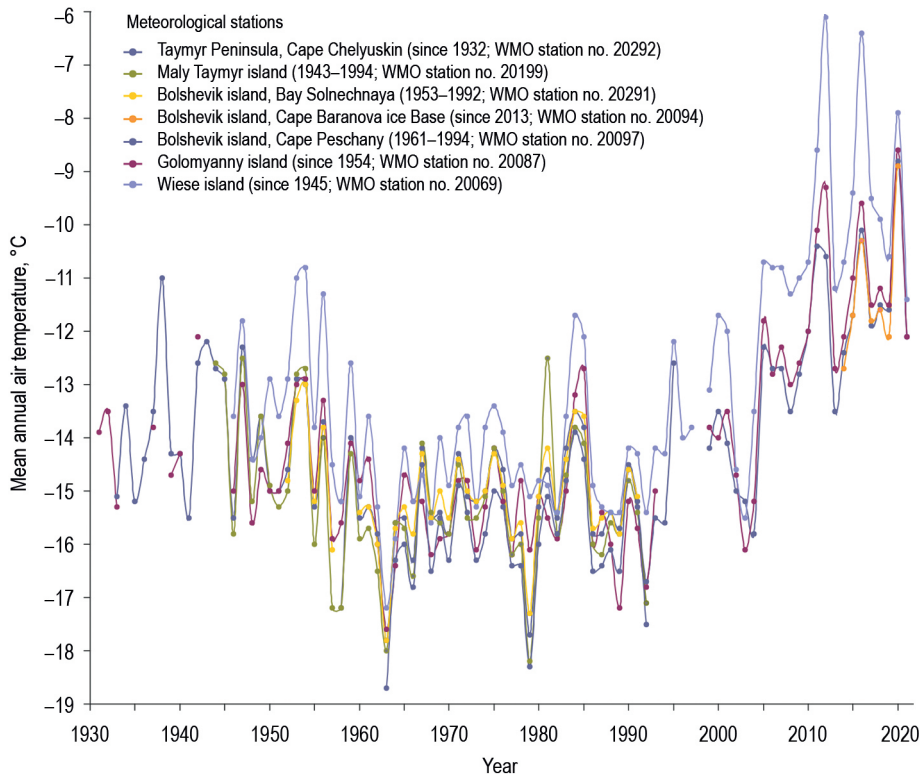


Fig. 3. Change of the Mean Annual Air Temperature (MAAT) over the last nine decades in the Severnaya Zemlya Archipelago and adjacent areas (see Fig. 1)

Рис. 3. Изменение среднегодовой температуры воздуха за последние девяносто лет на архипелаге Северная Земля и прилегающих территориях (см. рис. 1)

In the seas surrounding Severnaya Zemlya, there is a well-pronounced trend of changes in ice conditions. The ice-cover extent of the northeastern part of the Kara Sea and the western part of the Laptev Sea decreased by 14 and 8 %, respectively, in the 30-year period between 1986–2015 compared to 1956–1985 [14].

Permafrost temperature, thickness and seasonal thawing

The mean annual ground temperature (MAGT) at the meteorological stations on Golomyanny and Wiese islands and at Cape Chelyuskin since 1989 are shown in Figure 4.

In 1989, the MAGT at all the three observation sites were in the range of -14 to -13 °C and increased progressively to -10 to -9 °C in 2018, corresponding to a temperature increase rate of 0.14 °C per year. According to the measurement data in borehole #1 on Bolshevik Island (Fig. 5), the mean annual ground temperature within the layer of seasonal temperature variation at a depth of 9.5 m was about -9.8 °C in 2022–2023.

According to measurements in 2023–2024 in borehole #1 on Wiese Island at a depth of 19 m corresponding to the depth of zero annual temperature amplitude, the temperature is -10.4 °C. Thus, the characteristic range of modern MAGT in the layer of seasonal temperature ranges from about -10 to -9 °C. The mean annual air temperatures are only slightly lower than the MAGT. The difference between MAAT and MAGT does not exceed

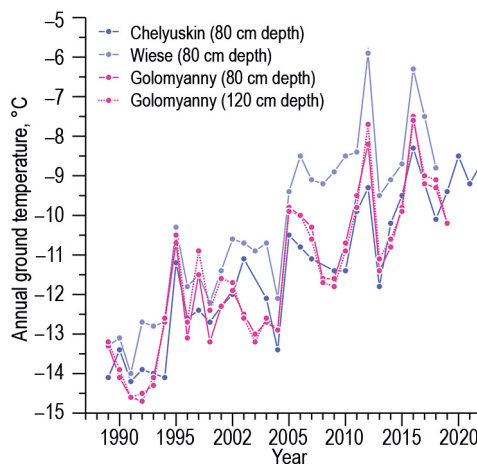


Fig. 4. Change of the Mean Annual Ground Temperature (MAGT) since 1989 on Golomyanny and Wiese islands, and at Cape Chelyuskin

Рис. 4. Изменение среднегодовой температуры грунта с 1989 г. на островах Голомянный и Визе, а также на мысе Челюскин

3°C. In borehole #1 on Wiese Island, starting from the depth of zero-annual temperature amplitudes at 19 m and down to the bottom of the borehole at 25 m, the ground temperature decreases from -10.4 to -10.9 °C (see Fig. 5).

Due to the lack of deep drilling data, an approximation of the thickness of the negative-temperature strata can only be obtained by calculations using the MAGT within the layer of seasonal temperature variation and the assumed average values of the geothermal gradient. If we assume the range of MAGT is -12 to -9 °C and the temperature is linearly rising with a gradient of 1–2 °C per 100 m, the permafrost thickness will amount to 450–1200 m. The actual permafrost thickness is primarily determined by the paleogeographic scenario and changes in the past not only in the MAAT, but also in the glaciation boundaries and sea level.

The permafrost distribution on Severnaya Zemlya continues beneath the glaciers as those are cold-based. According to temperature measurements in boreholes drilled to the base of the Vavilov and Akademii Nauk ice caps, a temperature increase with depth was observed, but the temperature at the glacier bed does not reach values higher than -6 °C [6; 15]. Even in the case of the largest ice caps on Severnaya Zemlya, the combination of mean annual surface temperatures, ice thickness and geothermal gradient do not allow the temperature at the bed to reach positive values. Thus, the glaciers are currently cold-based and do not have subglacial taliks. According to radio-sounding data, the Akademii Nauk ice cap buries several islands and straits, and a significant part of its bed is at absolute elevations below 0 m a. s. l. [6]. If the ice cap's formation occurred during a period when the sea level was not lower than the present day one, we cannot exclude the presence of cryopeg brine lenses near the lower boundary of the glacier.

Closed seasonal taliks are formed underneath the river channels. In summer, permafrost meters installed in the channel of the Mushketova River on Bolshevik Island recorded positive ground temperatures at depths of more than 1.5 meters. In winter, the groundwater in these taliks freezes, squeezes and forms frost blisters at the surface. The 10 m deep borehole #2 (see Fig. 5), drilled in April 2021 on Bolshevik Island in

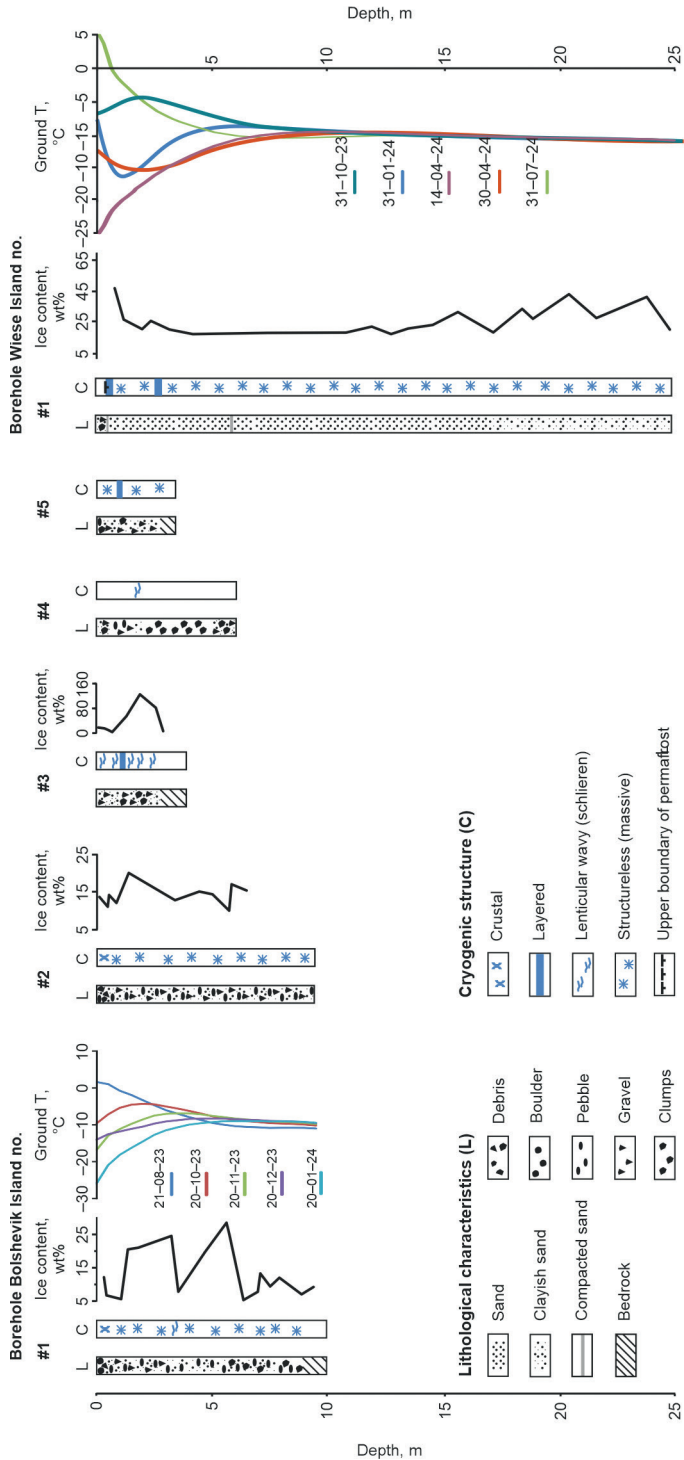


Fig. 5. Cryolithological characteristics, ice content and ground temperatures from permafrost drilling on Bolshevik and Wiese Islands
 Рис. 5. Криолитологические характеристики, влажность и температура грунта по данным бурения на островах Большевик и Визе

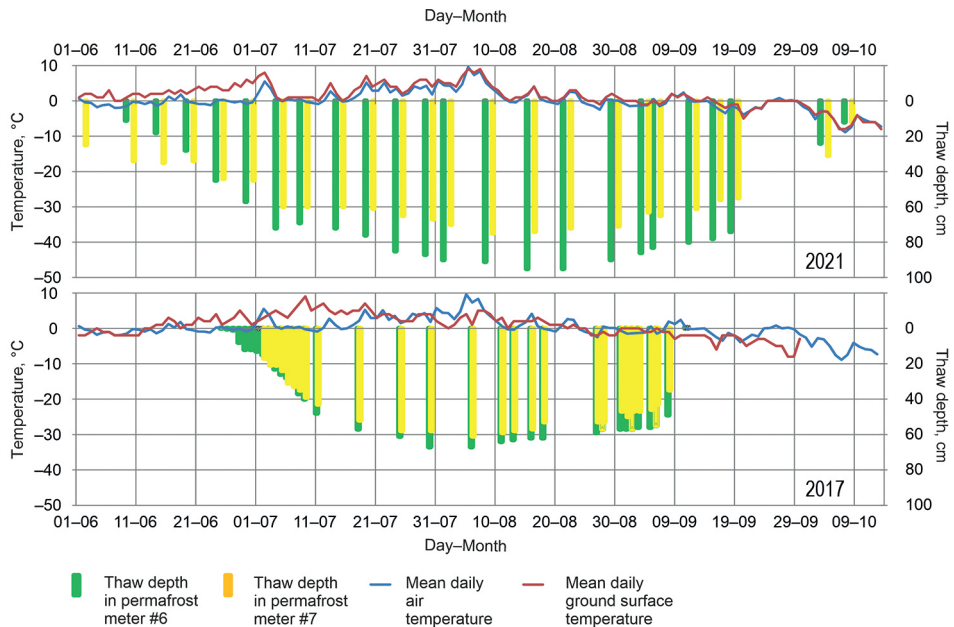


Fig. 6. Seasonal dynamics of the thaw depth according to measurements by permafrost meters in the vicinity of the Cape Baranova Ice Base in (a) 2021 and (b) 2017

Рис. 6. Сезонная динамика глубины протаивания по данным мерзлотометров в окрестностях «Ледовой базы Мыс Баранова» в (a) 2021 и (b) 2017 гг.

the bed of the Novaya River at the base of a frost blister, showed the absence of thawed ground, indicating the seasonal nature of the river talik. Most of the lakes on islands of the Severnaya Zemlya Archipelago are either shallow and freeze to the bottom in winter or are too small to allow the formation of through-taliks. The presence of through-taliks can only be expected below several of the largest lakes and only if they have existed for thousands of years.

According to detailed observations of the seasonal active-layer dynamics using permafrost meters in the area of the Cape Baranova Ice Base station in 2017–2023 (see Fig. 2), thawing starts in late May to early June (Fig. 6).

The ALT reaches its maximum in August, less often in late July or September (Table A.1), at the end of a stable increase of mean daily air temperatures or with a delay of about two weeks relative to this moment. The maximum ALT values varied from 47 to 115 cm depending on the location of the permafrost meter and the year of measurement. No later than late October the ALT completely refreezes. Except for the increase in the maximum ALT in the anomalously warm year of 2020, no clear correlation of the ALT with the MAAT, surface temperature and the sum of positive temperatures for the warm period were observed. The average ALT values measured with a metal probe at a 50 by 50 m site near the Cape Baranova Ice Base station yielded 50 cm on 9 September 2021, 50 cm on 15 August 2022 and 51 cm on 24 August 2023. At Wiese Island, similar measurements at the site on 22 September 2023 showed an average ALT of 45 cm.

Periglacial landforms and permafrost features

Since Quaternary deposits on Severnaya Zemlya are generally poorly developed, the dominant geological process is the cryogenic weathering of pre-Quaternary rocks, transport of weathering products — cryo-eluvium — down the slopes and their sorting. Among slope processes, in addition to solifluction (Fig. 7a), the formation of basins during anomalously warm summers plays a significant role, reaching, for example, on October Revolution Island dimensions up to 100 by 200 m [2]. The large number of snowfields leads to an active role of nivation in surface weathering. Patterned ground is common on the archipelago such as stone polygons on the inner plain of October Revolution Island [10]. On watersheds, patterned ground is represented by stone rings, less often polygons, and on the slopes, it turns into various types of sorted stripes [2]. Similar forms of patterned ground are described at the northern end of Bolshevik Island [16], where small-scale polygon frost cracking is widespread in areas with sandy and loamy soils (Fig. 7b). On Wiese Island, due to the large aggregations and layers of coarse rock material in the Cretaceous sands, their bulging occurs, as do many stone hillocks and stone placers.

On Severnaya Zemlya ice-wedge polygons can be found in areas with relatively thick Quaternary deposits. On October Revolution Island, they are mainly confined to marine terraces, rarely to river terraces and floodplains [17]. Frost cracks are filled with vertical vein ice, forming ice wedges. On an early-Holocene marine terrace on October Revolution Island, such wedge ice is described from a pit to be about 0.7 m wide [3]. Polygons on this island are tetragonal, with sides 7–20 m long [2]. Similar patterns in the development of ice-wedge polygons are characteristic of Bolshevik Island. On the vast accumulative-erosion plains around the Cape Baranova Ice Base, individual areas with weakly-expressed ice-wedge polygons can be found almost everywhere at absolute elevations between 10 and 60 m a. s. l. Well-expressed polygons are much less common here (see Fig. 7a). One of these areas on Bolshevik Island is located close to borehole #1, where a 45 cm thick section of ice wedge has been described in the pit (see section 4.4). The northern part of Komsomolets Island represents one of the most well-developed polygon reliefs on the archipelago.

The entire surface of Wiese Island — except for the gully network — is shaped by tetragonal and pentagonal ice-wedge polygons (Fig. 7c). The polygons have typically 5–15 m long sides. Exposed ice wedges are up to 75 cm wide (Fig. 8). As on the islands of Severnaya Zemlya, the polygons on Wiese Island do not have rims characteristic of low-center polygons but represent high-center polygons marked in the relief by shallow depressions reaching up to several decimeters. On the terrace in the island's eastern part, larger polygons of a different generation occur with 15–65 m long sides.

The generally low ALT on Severnaya Zemlya causes unfavorable conditions for frost-heave landforms, which are consequently rare [4]. On the river terraces of October Revolution Island, frost-heave mounds are described as being up to 1.2 m high and up to 10 m in diameter, covered with a network of radially diverging ice-filled cracks [2]. In the riverbeds, small icings formed partly from the meltwater of the seasonally thawed active layer. Figure 7d shows such icings reaching a length of about 100 m in the north of Bolshevik Island in the lower reaches of the Basic River. The ice is bluish in colour, in some places it is lifted upwards and cracked.

During the spring field work in 2021, frost blisters were discovered close to the Cape Baranova Ice Base station. They form cones up to 3 m high, having a rounded or elongated

⁶ *Topographic map of USSR 1:200 000. T-43 IV, V, VI, Polar station Wiese. 1957. (In Russ.)*

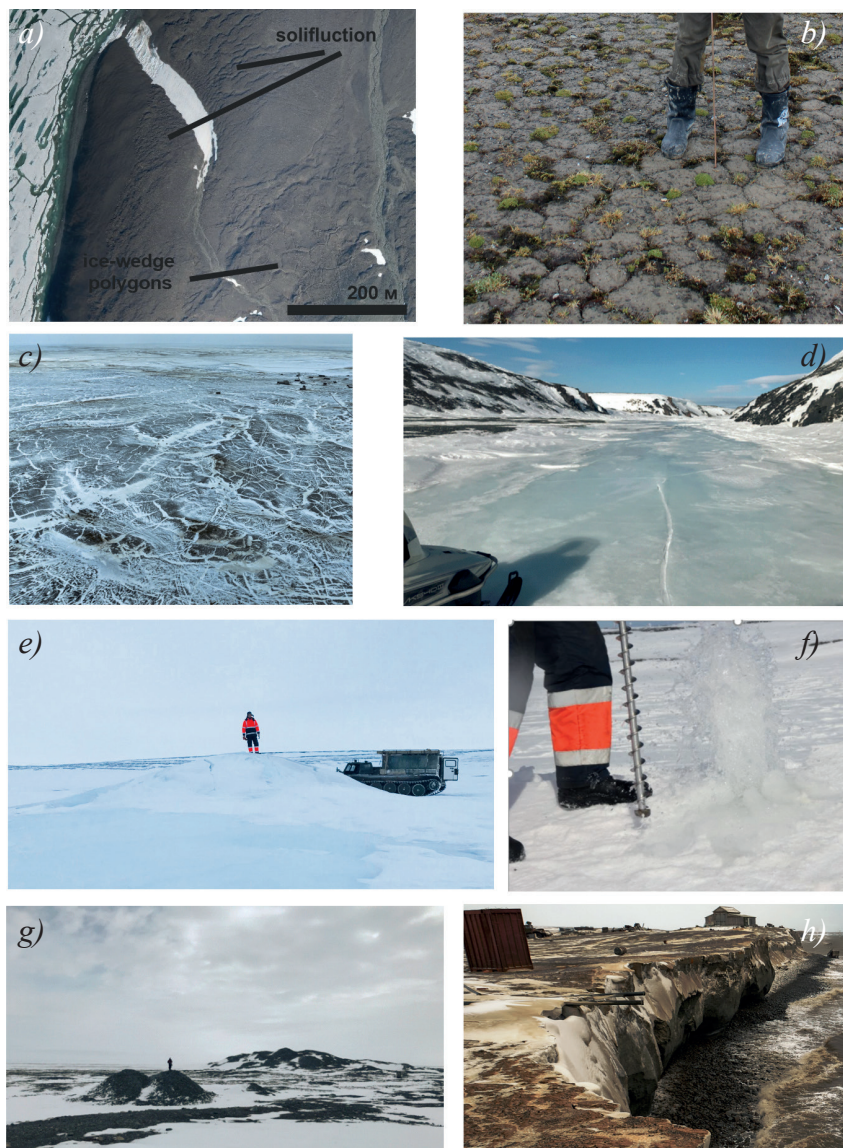


Fig. 7. Periglacial landforms and permafrost features on Bolshevik and Wiese islands: (a) solifluction stripes and ice-wedge polygons on Bolshevik Island, (b) small-scale polygons on Bolshevik Island, (c) ice-wedge polygons on Wiese Island (note the meteorological station in the background), (d) icing on Bolshevik Island, (e) frost blisters on Bolshevik Island, (f) gushed gas-saturated cryopeg brine on Bolshevik Island, (g) stone cones on Bolshevik Island, (h) thermo-abrasion cliff on Wiese Island

Рис. 7. Криогенные явления и процессы на островах Большевик и Визе: (a) солифлюкционные полосы и полигоны повторно-жильных льдов на о. Большевик; (b) мелкополигональные образования на о. Большевик; (c) полигоны повторно-жильных льдов на о. Визе (на заднем плане — метеорологическая станция); (d) наледь на о. Большевик; (e) наледный бугор (блистер) на о. Большевик; (f) изливание газонасыщенного криопэгга из скважины на наледном бугре (блистере) на о. Большевик; (g) каменные конусы на о. Большевик; (h) термоабразивный клиф на о. Визе

crescent shape in plan (Fig. 7e). The round cones are dissected by a network of radially diverging cracks, and the elongated ones are dissected by longitudinal cracks. Frost blisters are confined exclusively to riverbeds. Moreover, they gravitate to their estuarine zones but can also be formed more than 10 km away from the estuary, as is the case in the Doubt Valley on the Basic River (Fig. 2a). As a rule, frost blisters occur in groups, but free-standing single cones were also found. When drilling in the central part of several large frost blisters, water cavities were recorded, from which gas-saturated cryopeg brine gushed (Fig. 7f). The height of the fountain above the top of the cone in the first seconds after opening reached several meters. At the base of the cone in the mouth of the Novaya River, borehole #2 was drilled to a depth of 10 m, a section of which is completely composed of frozen soils without signs of any salinization. The formation of frost blisters on Severnaya Zemlya is due to seasonal comprehensive freezing of river taliks, during which cryogenic metamorphosis and gas concentration occur. Cryopeg brines from frost blisters in the lower reaches of the Novaya River had a chloride-calcium composition and mineralization of up to 70 g L⁻¹. On the Basic River, cryopeg brines from frost blisters have a sulfate magnesium-calcium composition and mineralization of up to 20 g L⁻¹. The growth of frost blisters during freezing of the talik is ensured by two processes: the outflow of pressure water to the surface due to hydraulic fracturing and its freezing in the form of ice, as well as the progressive swelling of ice and its growth from below on the ice-water contact according to the growth model of injection ice and surface heave.

Specific phenomena in cone-shaped piles of coarse clastic material are formed on the periphery of glaciers. The height of the cones can reach tens of meters. Their formation is due to the concentration of clastic material in glacial springs. The cones, which are distant from current glacier boundaries, mark the position of glaciers in the past. Such stone cones are present in the north of Bolshevik Island (Fig. 7g). Previously, similar forms were described on Pioneer and October Revolution islands [18].

Severe temperature conditions and weak development of loose deposits limit thermokarst development. On October Revolution Island, shallow thermokarst lakes are located on accumulative marine terraces reaching water depths of up to 1 m [2]. On Bolshevik Island, similar thermokarst lakes are present on the marine terrace on Oleniy Peninsula. On Wiese Island, interpolygonal ponds occur above melting ice wedges, most pronounced in the northern part of the island. The sea shores in the study area are mainly composed of rock, causing only a weak effect of thermo-abrasion. Known areas of intense thermo-abrasion include the southern shore of Malyi Taymyr Island [19], composed of sand-clay deposits, and Wiese Island, composed of sands (Fig. 7h). In the latter, thermo-abrasion slows down to some extent due to a large amount of rock aggregations in the sands, which form pebble-boulder beaches. On both islands, frozen blocks with wedge ice erode due to the formation of undercut niches. The modern coastline of Wiese Island, compared to those on the 1957 topographic map⁶, shows coastal retreat up to 300 m in places. A coastal retreat of about 150 m is notable at the meteorological stations. Instead, in the eastern part of the island, in the reaches of the lower terrace, sediment aggradation toward the sea takes place, highlighting the modern age of the terrace.

Cryostructures and other permafrost properties

To date, the main sources of information on the cryogenic structure of sediments result from cryolithological descriptions of Quaternary deposits in pits and sweeps on

⁶ *Topographic map of USSR 1:200 000. T-43 IV, V, VI, Polar station Wiese. 1957. (In Russ.).*

October Revolution Island [6; 7], complemented by drill cores recently obtained on Bolshevik Island in 2021 and on Wiese Island in 2023.

The marine terraces studied on October Revolution Island are composed of silt, sand and gravel. The sands have massive cryostructure, while the silts show wavy and fine-reticulated cryostructures with ice lenses up to 3 mm thick [2; 3]. Frozen deposits of marine terraces in the north of Bolshevik Island were recovered from borehole #1 drilled at an absolute elevation of 31 m above sea level (a. s. l.) in the lower reaches of the Novaya River, 2 km inland from the shore of Mikoyan Bay (see Fig. 2a). The 10 m deep borehole penetrated grey dusty loams with different contents of gravel and pebbles, underlain below 8 m depth by collapsed large fragments of Proterozoic metamorphic rocks (see Fig. 5). A distinctive feature of borehole #1 is the presence of a nearly dry surface soil layer up to 0.5 m thick. At the time of drilling in April 2021, there was no snow cover at the work point. Below the dry soil layer, the loams have a massive cryostructure, with thin subhorizontal ice veins occurring only in certain depth ranges. The ice content of the loams along the borehole section varies from 5 to 25 %, with an average value of 14 %. The terrace surface is shaped by ice-wedge polygons. A 45-cm wide ice wedge (BA-IW1) was uncovered in a pit close to borehole #1 at a depth 75 cm below a layer of gravel with a loamy matrix. The vein ice is opaque, with inclusions of clayey material, with subvertical layering; individual ice veins are several millimeters thick (Fig. 8a).

The freezing of the terrace on which borehole #1 is located and the epigenetic formation of the wedge ice occurred after the enclosing sediment had been deposited, i.e. after the yet undated sea-level regression. An earlier palaeogeographic study of this terrace concluded that the marine sediments accumulated during the Last Interglacial in a rapid rise in relative sea level by tens of meters [20].

Epigenetic freezing was also concluded for ice wedge polygons on the marine terrace on October Revolution Island [3]. The terrace is up to 8 m high and composed of Early Holocene loams with inclusions of coarse clastic material. The deep-water depositional environment together with a decrease in the number of ice lenses and ice content down the section, favor of epigenetic freezing.

It cannot be ruled out that part of the marine sediments froze syngenetically below sea level, meaning that deep freezing took place synchronously with ongoing sedimentation. The presence of ice schlieren — thin lenticular layers of segregated ice of various orientations — in the silts of the terrace on October Revolution Island was interpreted as evidence of syngenetic freezing of at least some facies of marine sediments [2]. Further evidence was obtained by drilling borehole #4 from the landfast ice and excavating a pit in the coastal zone in the north of Bolshevik Island in Plashkouta Bay (see Fig. 2a). The sea-ice thickness at the drilling point was 1.5 m, the water depth under the ice was 1.5 m. The depth of the borehole #4 from the sea bottom is 6 m (see Fig. 5). The core exposed loams and coarse clastic rocks. From 1.5 m below the sea bottom, ice shards up to several centimeters thick were found in the samples of the disturbed structure, which in natural composition would represent ice schlieren. Due to the presence of large rock fragments in the ground and its temperature close to the freezing point, the natural composition was disturbed during drilling and it was not possible to identify the original cryostructure. Nevertheless, the presence of ice inclusions indicates that there are plastic or solid frozen soils in Plashkouta Bay below the seawater.

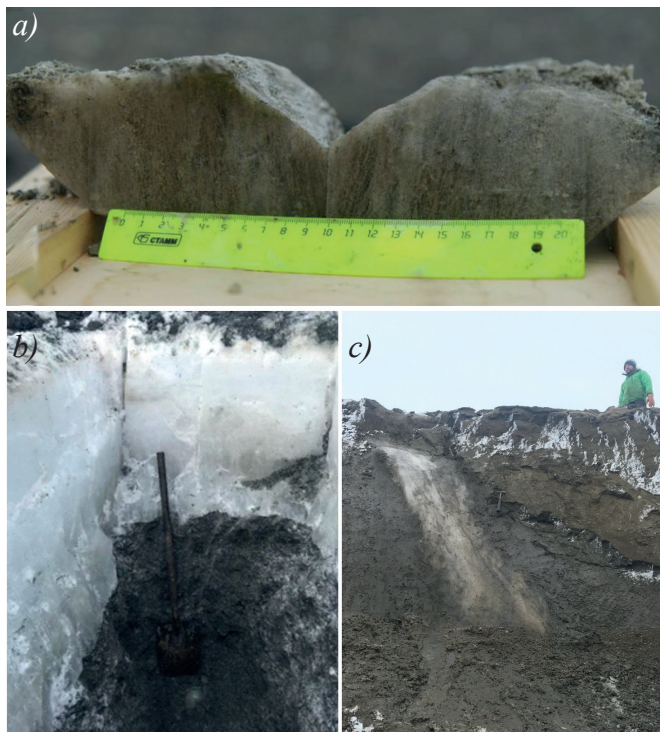


Fig. 8. Ground ice observations and sampling: (a) ice wedge BA-IW1 sampled in a pit at 75 cm depth on a marine terrace about 15 km from the Cape Baranov Ice Base on Bolshevik Island; (b) pit uncovering the interface between sea ice (1.5 m thick) and frozen pebbles and gravel (at least 1 m thick) at Cape Peschany. Note a shovel for scale, and (c) ice wedge Wiese-IW2 in a thermo-abrasional exposure at the southern coast of Wiese Island. Note a person and a geological hammer for scale

Рис. 8. Наблюдения и отбор проб подземных льдов: (a) образец повторно-жильного льда BA-IW1, отобранный в шурфе на глубине 75 см в пределах морской террасы примерно в 15 км от «Ледовой базы Мыс Баранова» (о. Большевик); (b) шурф, вскрывающий контакт между морским льдом (мощностью 1,5 м) и мерзлыми галечно-гравийными отложениями (мощностью не менее 1 м) на мысе Песчаный, для масштаба указана лопата; (c) повторно-жильный лед с точки отбора образца Wiese-IW2 в термоабразионном обнажении на южном побережье о. Визе. Для масштаба в кадре человек и геологический молоток

Solid-frozen ground was also revealed in pits in the coastal zone at Cape Peschany (see Fig. 2a; Fig. 8b). A one-meter-thick layer of hard frozen gravel with pebble inclusions was uncovered below the 1.5 m thick layer of sea ice. The pit did not go beyond the frozen sediments, but from its bottom, cryopeg brine began to seep into the pit through the frozen gravel and pebble soil.

The alluvial deposits studied on October Revolution Island are composed of gravel and pebble material with sandy and sandy loam aggregates, characterized by lens-like reticulated to layered cryostructures. The thickness of the ice lenses reaches 2 cm, and at a depth of 1.5–2.0 m ice layers up to 6 cm thick are distinguished. Due to the persistence of cryostructures along the section and high ice content, syngenetic freezing is concluded [2]. On Bolshevik Island, alluvial deposits were studied from the section of borehole #2, which

was drilled in April 2021 700 m from the shore of Mikoyan Bay directly in the bed of the Novaya River. The 10 m deep borehole revealed a section of frozen clayish sand with varying amounts of gravel and pebbles (see Fig. 5). The cryostructure is massive. The ice content of the sediments ranges from 10 to 20 %, with an average value of 14 %. The difference in the lithological and cryogenic structure of alluvial sediments uncovered by borehole #2 and alluvial sediments studied earlier on October Revolution Island is a consequence of the existence of a relatively wide range of local conditions of sedimentation and freezing in different parts of river valleys. A common feature of alluvial sedimentation on Severnaya Zemlya is significant amounts of coarse-grained particles. In addition, with a complete freezing of all the rivers of the archipelago during most of the year, the alluvial sediments freeze syngenetically.

Boreholes #3 and #5 were drilled near the Cape Baranova Ice Base at an altitude of 10 m above sea level. The bedrock was overlain by a thin cover of marine sediments and reworked into cryo-eluvium (see Fig. 5). Unweathered bedrock is exposed at depths of 2.8 and 3 m. Above the section lie dusty loams with inclusions of crushed stones, pebbles and clasts. The cryostructure of the loams is massive and thin-layered. A distinctive feature in both boreholes is the presence of ice and ice-soil interlayers in the depth range of 1.0–1.2 m. Apparently, the presence of such layered ice belts at the lower boundary of the seasonally unfrozen active layer or slightly below is a characteristic feature of areas with a thin cover of loose sediments, which formed as cryo-eluvium. On October Revolution Island, an ice interlayer with rare inclusions of coarse clastic material with a thickness of 25 cm and an apparent length of 15 m was described from above Devonian sandstones under 70 cm of cryoeluvial loams [2].

A similar picture emerges on Golomyanny Island (the maximum altitude of the island is 26 m a. s. l.), where a widespread presence of ice between the surface layer of dusty loam with inclusions of driftwood and rubble with a thickness of 0.35–0.7 m and the bedrock was noted. The ice contains inclusions of loam and rubble nests. Buried snowfields formed in river valleys are also known on Severnaya Zemlya. In the basin of Changeable Lake [21], located 4 km from the Vavilov Glacier, there are remnants of a lake-alluvial terrace, where ice with a thickness of up to 3 m was described under a 1–2.5 m layer of sand [2].

On Wiese Island, borehole #1 penetrated epigenetically frozen sands (Fig. 2b) with massive cryostructure and interlayers of coarser rocky material. The ice content of the sediments ranges from 16 to 31 %, with an average of 21 %. The upper 10 m of the section penetrated by the boreholes is well exposed in thermo-abrasional cliffs. Inspection of the outcrop confirms that the sands are characterized by massive cryostructure. Ice wedges up to 75 cm wide are observed in the outcrop (Fig. 8c) and sampled (Wiese-IW2-01). The sample Wiese-IW1-01 obtained from a pit at 45 cm depth (ALT 40 cm) is bubble-rich with elongated bubbles (1 mm in diameter, up to 10 mm long) and contains loamy ground veins in its center.

Wedge-ice and snow stable isotopes

The stable water isotope data from ice wedges on Bolshevik and Wiese islands are the first published in the study region. The sampling location on Bolshevik Island near Cape Baranova on a polygon-patterned marine terrace speaks clearly of the epigenetic formation of wedge ice. The wedge ice was obtained at a depth of 75 cm below the surface exceeding the seasonal thaw depth and no indications of recent cracking could be observed. Mean values and standard deviations for all BA-IW1 samples were -17.7 ± 0.8 ‰ for

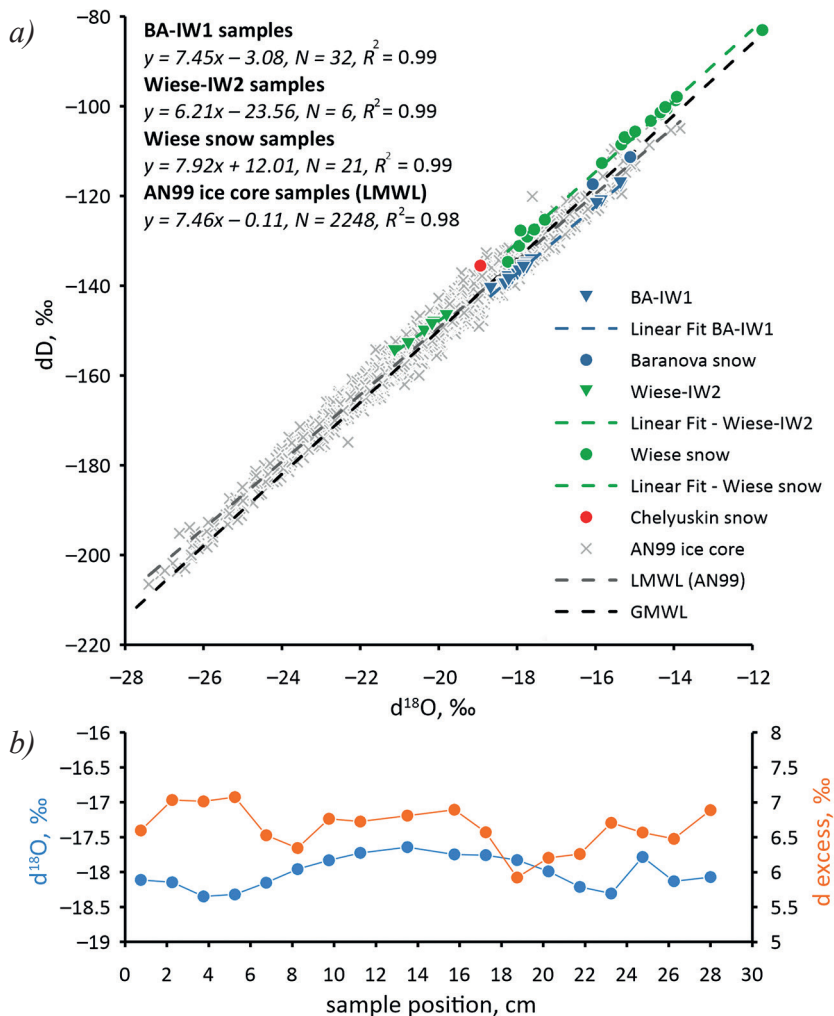


Fig. 9. (a) Co-isotope relationship ($\delta^{18}O$, δD) of the ice wedge BA-IW1, ice wedge Wiese-IW2, snow from Cape Baranova, Wiese Island, and Cape Chelyuskin compared to Global Meteoric Water Line (GMWL) [23] and ice-core data from the Akademii Nauk ice cap considered as LMWL [22], (b) Profile 1 of the ice wedge BA-IW1 with detailed $\delta^{18}O$ and d data

Рис. 9. (a) Соотношение $\delta^{18}O$ и δD для повторно-жильного льда BA-IW1, повторно-жильного льда Wiese-IW2, снега с мыса Баранова, о. Визе и мыса Челюскин в сравнении с Глобальной линией метеорных вод (GMWL) [23] и данными по ледяному керну с ледника Академии Наук, рассматриваемыми в качестве локальной линии метеорных вод (LMWL) [22]. (b) Профиль 1 повторно-жильного льда BA-IW1 с детальными данными по $\delta^{18}O$ и дейтериевому эксцессу

$\delta^{18}O$, -135.1 ± 6.2 ‰ for δD and 6.6 ± 0.6 ‰ for d (Table A.2). The co-isotope relationship of the wedge ice (slope of 7.45 and intercept of -3.08 , $R^2 = 0.99$, $n = 32$; Fig. 9) is very close to those of ice-core data for Akademii Nauk (AN) ice cap on Komsomolets Island covering the time period 1883–1998 (slope of 7.46 and intercept of -0.11 , $R^2 = 0.98$, $n = 2248$), which is considered to represent the Local Meteoric Water Line (LMWL)[22].

The isotopic composition of the ice wedge Wiese-IW2 shows a more depleted isotopic composition with -20.4 ± 0.5 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -150.3 ± 3.0 ‰ for δD and 12.9 ± 0.9 ‰ for d (Table A.2). The co-isotope relationship of the wedge ice shows a distinctly lower slope of 6.21 with an intercept of -23.56 ($R^2 = 0.99$, $n = 6$, see Fig. 9).

Single samples of surface snow from the vicinity of the Cape Baranova Ice Camp station as well as from Cape Chelyuskin and Wiese Island were analyzed. The isotopic composition of these samples shows -16.1 and -15.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -117.4 and -111.3 ‰ for δD and 11.2 and 9.6 ‰ for d at Cape Baranova, -18.9 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -135.5 ‰ for δD and 16.0 ‰ for d at Cape Chelyuskin, and -11.8 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -83.0 ‰ for δD and 10.9 ‰ for d on Wiese Island (Table A.3). Additional snow samples from a snow pit at Wiese Island represent winter precipitation affected by post-depositional processes and due to late summer sampling, likely also by summer precipitation. Mean values and standard deviations are -15.4 ± 1.7 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, -109.8 ± 13.8 ‰ for δD and 13.3 ± 1.1 ‰ for d (Table A.3). The co-isotope relationship for all the Wiese Island snow samples (slope of 7.92 and intercept of 12.01, $R^2 = 0.99$, $n = 21$; see Fig. 9) is closer to the GMWL than to the LMWL.

Discussion

Permafrost conditions, properties and processes

According to direct measurements the MAGT on Severnaya Zemlya and Wiese Island in the layer of annual heat circulation is in the range of -10 to -9 °C. It can be assumed that on Komsomolets Island, due to its high-latitude position, colder permafrost exists with temperatures reaching -12 °C. Comparison of MAAT and MAGT trends (see Fig. 3 and Fig. 4) shows that the MAAT are only slightly below the MAGT. One of the main factors explaining the proximity of the values of MAGT and MAAT is the low influence of snow cover and vegetation on the temperature regime of permafrost. The low thickness and high density of snow leads to its low warming capacity. The vegetation is scarce and also does not shift the mean annual ground temperature from the mean annual air temperature.

On Severnaya Zemlya and Wiese Island, the recent increase in MAAT from 0.07 to 0.1 °C per year began in the mid-1970s. In borehole #1 on Wiese Island, a negative temperature gradient is observed below the bottom of the annual heat turnover layer, which indicates an ongoing temperature increase in the upper part of the frozen ground section under the influence of the warming climate.

The ALT remains in a typical range of 45–90 cm. The low thickness of the snow cover and its blowing-out, combined with low winter temperatures and humidity, create vast snowless areas with dry permafrost. The presence of dry permafrost over ice-saturated permafrost is due to free sublimation of ice under low temperature conditions. Similar dry permafrost overlying ice-cemented ground is known from the Dry Valleys of Antarctica [24].

The permafrost conditions of Severnaya Zemlya and Wiese Island are significantly harsher compared to those on Spitsbergen, where the MAGT are in the range of -5.2 to -1.1 °C and the characteristic ALT are 100–200 cm⁷. The Franz Josef Land

⁷ Christiansen H., Gilbert G., Demidov N., Guglielmin M., Isaksen K., Osuch M., Boike J. Permafrost thermal snapshot and active-layer thickness in Svalbard 2016–2017 In: Orr E., Hansen G., Lappalainen H. (Eds). *SESS report 2018, The State of Environmental Science in Svalbard — An Annual Report*. Longyearbyen, Svalbard: Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System; 2018. P. 26–47. Available at: https://www.sios-svalbard.org/sites/sios-svalbard.org/files/common/SESS_2018_FullReport.pdf (accessed: 01.01.2025).

Archipelago, where, according to RNS BPM data, the MAGT is about $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ and the ALT is about 80 cm [5], is closer in its permafrost conditions to Wiese Island and Severnaya Zemlya. At similar latitudes on the islands of the Canadian High Arctic, where no warming influence of the Atlantic Ocean occurs, ground temperatures are significantly lower, reaching about $-16.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, while the ALT is about 60 cm, similar to Severnaya Zemlya and Wiese Island [25]. Such a comparable ALT is attributed to the continental climate of the Canadian High Arctic. Despite lower MAAT, summer months are warmer here than on Severnaya Zemlya. In the North-East of Greenland, MAAT are slightly lower than on Severnaya Zemlya, but permafrost temperatures in the region are relatively high, i. e. -8 to $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Similar ground temperatures and ALT to those on Severnaya Zemlya and Wiese Island are observed in the coastal oases of Antarctica [26]. At the same time, in continental Antarctica, the permafrost conditions are much more severe than on Severnaya Zemlya, while on the Antarctic Peninsula, permafrost temperatures are higher.

On Severnaya Zemlya, the dominant types of cryogenic-geological processes are the cryogenic disintegration of rock deposits, the movement of the weathering products (cryoeluvium) downslope and their sorting to form structural soils. Cryoeluvium is often characterized by ice layers near the active-layer boundary. Ice-wedge polygons with 7–20 m side lengths are present in areas with relatively thick Quaternary sediment strata. They are mainly confined to marine terraces and less frequently to river terraces. The widths of the ice wedges studied are 45–75 cm. The host sediments are characterized by a significant amount of coarse-grained particles, and massive and schlieren cryostructures. The detection of ice-bearing sediments in the nearshore marine area indicates the possibility of freezing marine terraces by both epigenetic and syngenetic processes.

In contrast to Spitsbergen, where warm-based glaciers feed subglacial water whose unloading promotes pingo formation and icings [27; 28], related landforms are missing on Severnaya Zemlya, where the glaciers are cold-based. The dominant cryogenic geological processes and phenomena on Wiese Island, which is composed of epigenetically frozen Lower Cretaceous sands with a massive cryotexture are frost heave, shallow polygon cracking in the seasonally thawed active layer and epigenetic ice-wedge formation. The observed small ice-wedge widths suggest late Holocene formation ages although direct dating is lacking. Except for the northern part of the island, where sedimentation occurs, the island's coastline has retreated several hundred meters in the last 70 years due to thermo-abrasion. The rate of coastal retreat on the island will increase in proportion to the increase in the duration of the ice-free period due to climate warming.

Ice wedge isotopic composition

The mean ice wedge $\delta^{18}\text{O}$ values of both Wiese Island ($-20.4\text{ }‰$) and Cape Baranova ($-17.7\text{ }‰$) indicate a Holocene origin of the ice wedges studied. They fit very well into the regional pattern of Holocene ice wedges with decreasing $\delta^{18}\text{O}$ values from West to East [29; 30]. While Spitsbergen ice wedges with a less depleted $\delta^{18}\text{O}$ mean value of $-13.9\text{ }‰$ reflect a more maritime winter climate, ice wedge $\delta^{18}\text{O}$ values from the Kara Sea coast and the Taymyr Peninsula scatter between $-23.1\text{ }‰$ and $-16.7\text{ }‰$, reflecting the colder and less maritime winter climate of the Kara Sea and adjacent land areas.

The differences between Wiese Island (more depleted δ values, higher mean d value of 12.9 ‰, lower slope of 6.21) and Cape Baranova, Bolshevik Island (less depleted δ values, lower mean d value of 6.6 ‰, higher slope of 7.45) ice wedges may have several causes. As it is unclear when exactly the ice wedges were formed, different climate

conditions throughout the Holocene might have played a role. Differences in moisture sources and pathways, potentially related to regional sea-ice cover, might have contributed as well as the incorporation of non-precipitation water sources or snow-cover processes before infiltration of frost cracks and ice-vein formation.

Interestingly, the Baranova ice-wedge isotopic values from Bolshevik Island — representing cold-season precipitation — are more enriched (by about 2 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$) than those of the AN ice core, which is a year-round archive (mean $\delta^{18}\text{O}$ of -20.1 ± 2.0 ‰ for 1883–1998) [22]. Besides the abovementioned aspects, isotopic enrichment in the snowpack before ice-wedge formation due to e. g. sublimation and/or depth hoar formation [31] may have occurred. However, one has to consider that the ice core was drilled at an altitude of about 750 m and the isotopic composition of the precipitation forming the ice cap underwent (additional) depletion due to the altitude effect compared to the ice-wedge feeding snow at about sea level⁸, reported $\delta^{18}\text{O}$ -altitude gradients between -0.16 ‰ per 100 m on the windward slope and -1.5 ‰ per 100 m on the lee slope of the Vavilov ice cap. This would imply an additional depletion of at least -1.2 ‰ (maximum -11.25 ‰) for the Akademii Nauk ice core site. Using a value of about -0.6 ‰ per 100 m as reported for Greenland by Dansgaard et al. [32] would yield -4.5 ‰ additional depletion for the Akademii Nauk ice core site, which seems to be a more realistic value for Severnaya Zemlya, considering also the different locations of the Baranova and Akademii Nauk ice cap with respect to the prevailing wind and moisture transport patterns.

Conclusions

Severnaya Zemlya and Wiese Island are characterized by a continuous distribution of frozen strata, which is not interrupted below glaciers. The permafrost in the study region is cold, with typical ground temperatures at the depth of the zero annual amplitude of about -10 to -9 °C and a typical range of active layer thickness of 50–80 cm (in 2021–2024). Colder permafrost with temperatures up to -12 °C can be assumed on Komsomolets Island, due to its high-latitude position. Ground temperatures have been warming at a rate of 0.14 °C per year over, approximately, the last about 30 years, corresponding to mean annual air temperatures increasing at a rate of up to 0.1 °C per year (since the mid-1970s). Further observation of the changes in meteorological and permafrost conditions is conducted by newly-installed permafrost monitoring sites in the RNS BPM framework.

The ground ice content in permafrost deposits on the Severnaya Zemlya Archipelago and Wiese Island is generally low and most often characterized by massive cryostructures. Snowless areas with very dry uppermost (0.5 m deep) frozen deposits exist on Severnaya Zemlya. Noticeable amounts of ground ice are represented by ice layers near the active-layer boundary in cryoeluvium on Severnaya Zemlya, as well as by ice wedges forming polygons on both the Severnaya Zemlya Archipelago and Wiese Island. The isotopic composition of the wedge ice points to Holocene ice-wedge formation and fits into the regional pattern from Spitsbergen to the Taymyr Peninsula. Frost blisters are present in the river valleys and estuaries of Severnaya Zemlya, where seasonal taliks above cryopeg brines refreeze in the wintertime.

⁸ Klementyev O.L., Potapenko V.Y., Savatyugin L.M., Nikolaev V.I. Studies of the internal structure and thermal-hydrodynamic state of the Vavilov Glacier, Archipelago Severnaya Zemlya. In: Kotlyakov V.M., Ushakov A., Glazovsky A. (Eds.). *Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions: Proceedings of the International Symposium held at St. Petersburg, September 1990. IAHS-AISH Publication; № 208*. Wallingford: IAHS Press, Institute of Hydrology; 1991. P. 49–59.

Competing interests. The authors have no conflict of interest to declare.

Funding. Studies on the Severnaya Zemlya Archipelago were undertaken with support by the Russian Science Foundation (grant no. 19-77-10066) and field assistance from the High-Latitude Arctic Expedition (HLAE). Work on Wiese Island was part of the program of development of the Russian National System of Background Permafrost Monitoring (RNS BPM). This research used samples and/or data provided by the Arctic Century Expedition, a joint initiative led by the Swiss Polar Institute (SPI), the Antarctic and Arctic Research Institute (AARI) and GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR) and funded by the Swiss Polar Foundation.

Authors contribution. Conceptualization — ND, YU, SW; Methodology — ND; Data Curation — ND, AR, AG, AYG, AK, NS, SK, KT, TO; Formal Analysis — ND, AR, TO; Visualization — AR, AG, NS, SK, KT, TO, SW; Writing Original Draft — ND, YU, TO, HM, SW.

Конфликт интересов. У авторов исследований нет конфликтов интересов.

Финансирование. Исследования на Северной Земле выполнены за счет средств Российского научного фонда (грант 19-77-10066) и при логистической поддержке Высокоширотной арктической экспедиции (ВАЭ). Работы на о. Визе проводились в рамках создания системы Государственного фонового мониторинга состояния многолетней мерзлоты (ГСМ СММ). В работе использованы образцы и данные Экспедиции Арктический Век, финансировавшейся Шведским полярным фондом и являвшейся совместной инициативой Шведского полярного института (SPI), Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) и Центра океанологических исследований Гельмгольца в г. Киль (GEOMAR).

Вклад авторов. Концепция — НД, ЮУ, СВ; Методы — НД, Данные — НД, АР, АГ, АЮГ, АК, НС, СК, КЧ, ТО; Анализ данных — НД, АР, ТО; Визуализация — АР, АГ, НС, СК, КЧ, ТО, СВ; Написание оригинального текста рукописи — НД, ЮУ, ТО, ХМ, СВ.

REFERENCES

1. *Taymyr-Severnaya Zemlya Region*. Sisko R.K. (Ed.). L.: Gidrometeoizdat; 1970. 374 p. (In Russ.).
2. Orlov A.V. Some results of permafrost studies on October Revolution Island. *Proceedings of the AARI*. 1981;367:126–131. (In Russ.).
3. Kostyaev A.G., Boyarskaya T.D., Gluhsanova N.I. New data on early Holocene marine deposits and ice wedges in the western part of October Revolution Island (Severnaya Zemlya Archipelago). *Doklady Akademii nauk SSSR = Proceedings of the USSR Academy of Sciences*. 1981;256:183–187. (In Russ.).
4. Korotkevich E. S. *Polar Deserts*. L.: Gidrometeoizdat; 1972. 420 p. (In Russ.).
5. Demidov N.E., Anisimov O.A., Anisimov M.A., Borisik A.L., Golavskii V.E., Gusakova M.A., Guzeva A.V., Makarov A.S., Morozov A.P., Solovyanova I.Yu., Stepanets A.A., Ugrumov Yu.V., Zaitseva D.K. Conception and first results of the Russian National System of Background Permafrost Monitoring. *Advances in Polar Science*. 2025;36(1):51–60. <https://doi.org/10.12429/jadvps.2024.0036>
6. Bolshiyonov D.Yu., Makeev V.M. *Severnaya Zemlya Archipelago: the glaciation, the history of the environment*. St. Petersburg: Gidrometeoizdat; 1995. 216 p. (In Russ.).
7. Rechnov A. A. Hydrometeorological regime of Bolshevik Island in the second decade of XXI century according to data of standard meteorological and actinometric observations. In: Makshtas A.P., Sokolov V.T. (Eds). *Environmental Research of the High Arctic at the research station «Cape Baranova Ice Base»*. Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute; 2021. P. 10–19. (In Russ.).
8. Savatyugin L.M., Zagorodnov V.S. Glaciological research on Akademii Nauk ice cap. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy = Data of Glaciological Studies*. 1987;61:228. (In Russ.).
9. Govorukha L.S., Bolshiyonov D.Yu., Zarkhidze V.S., Pinchuk L.Ya., Yunak R.I. Changes of the glacial cover on Severnaya Zemlya in the 20th century. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy = Data of Glaciological Studies*. 1987;50:155–158. (In Russ.).

10. Wytiahlowsky H., Stokes C.R., Evans D.J.A. Remote sensing of glacier change (1965–2021) and identification of surge-type glaciers on Severnaya Zemlya, Russian High Arctic. *Journal of Glaciology*. 2023;69(278):1764–1784. <https://doi.org/10.1017/jog.2023.60>
11. Samoylovich Yu.G., Rozhdstvenskaya I.I., Fedorov I.P., Petrunin L.N. New data on stratigraphy of small islands of the Kara sea. *Lithology and paleogeography of Barents and Kara seas: Collection of Scientific Papers*. L.: NIIGA; 1981. P. 66–84. (In Russ.).
12. Demidov N.E. Experience of scientific small-scale drilling of permafrost in Arctic and Antarctic. *Nauchnyy Vestnik Yamalo-Neenetskogo Avtonomnogo Okruga = Scientific Bulletin of the Yamal-Neenets Autonomous District*. 2023;121(4):6–20. (In Russ.).
13. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964;16(4):436–468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
14. Yulin A.V. Sea-ice conditions in the period of thaw of ice cover. In: Ashik I. M. (Ed.) *Seas of the Russian Arctic under modern climate conditions*. St. Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute; 2021. P. 164–177. (In Russ.).
15. Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records. *Quaternary Science Reviews*. 2004;23(11–13): 1371–1390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.013>
16. Aparin B.F., Aparin V.B., Pfeiffer E.-M. Soils and soil cover of Bolshevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo Gosudarstvennogo Universiteta = Herald of the Saint Petersburg University*. 2007;3(1):104–116. (In Russ.).
17. Simonov I.M., Yunak R.I. First results of periglacial geosystem studies on October Revolution Island. *Proceedings of the AARI*. 1981;367:151–170. (In Russ.).
18. Dibner V.D., Zagorskaya H.G. Conus-like hills of Arctic tundras. *Priroda = Nature*. 1958;4:90–93. (In Russ.).
19. Romanenko F.A., Baranskaya A.V., Lugovoy N.N., Alyautdinov A.R. Geological and geomorphological observations on Severnaya Zemlya (some preliminary results of the expedition «Open ocean: Arctic archipelagos-2019»). *Relief i chetvertichnie otlozheniya Arktiki, Subarktiki i Severo-Zapada Rossii = Relief and Quaternary deposits of Arctic, Subarctic and North-West of Russia*. 2020;7:168–174. (In Russ.). <https://doi.org/10.24411/2687-1092-2020-10726>
20. Fedorov G.B., Bolshiyakov D.Yu., Ezhikov I.S., Cherezova A.A., Raschke E.A., Pushina E.V., Ludikova A.V., Poleshuk K.V., Paramzin A.S., Kuksa K.A., Arslanov H.A. Research on Paleogeography in the north-western part of Bolshevik Island. In: Makshatas A.P., Sokolov V.T. (Eds). *Environmental Research of the High Arctic at the research station «Cape Baranova Ice Base»*. St. Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute; 2021. P. 217–239. (In Russ.).
21. Raab A., Melles M., Berger G.W., Hagedorn B., Hubberten H. Non-glacial paleoenvironments and the extent of Weichselian ice sheets on Severnaya Zemlya, Russian High Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2003;22:2267–2283. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00139-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00139-2)
22. Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schütt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fischer H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: High-resolution record of Eurasian Arctic climate change. *Journal of Glaciology*. 2009;55(189):21–31. <https://doi.org/10.3189/002214309788609029>
23. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961;133(3465):1702–1703. <https://dx.doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
24. McKay C.P., Mellon M.T., Friedmann E.I. Soil temperature and stability of ice-cemented ground in McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Antarctic Science*. 1998;10(1):31–38. <https://doi.org/10.1017/S0954102098000054>
25. Pollard W., Ward M., Becker M. The Eureka Sound lowlands: an ice-rich permafrost landscape in transition. *GeoQuebec 2015 — The 68th Canadian Geotechnical Conf. and 7th Canadian Permafrost Conf. Proceedings. September 20–23, 2015, Quebec city*. 2015.

26. Vieira G., Bockheim J., Guglielmin M., Balks M., Abramov A.A., Gilichinsky D.A., Boelhouwers J., Cannone N., Ganzert L., Wagner D., Goryachkin S., López-Martínez J., Meiklejohn I., Raffi R., Ramos M., Schaefer C., Simas F., Serrano E., Sletten R. Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: Advances during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2010;21:182–197. <https://doi.org/10.1002/ppp.685>
27. Demidov N., Wetterich S., Verkulich S., Ekaykin A., Meyer H., Anisimov M., Schirrmeister L., Demidov V., Hodson A. Geochemical signatures of pingo ice and its origin in Grøndalen, West Spitsbergen. *The Cryosphere*. 2019;13:3155–3169. <https://doi.org/10.5194/tc-13-3155-2019>
28. Demidov V., Demidov N., Verkulich S., Wetterich S. Distribution of pingos on Svalbard. *Geomorphology*. 2022;412:108326. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108326>
29. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblgov G.E., Tokarev I.V. Reconstruction of paleoclimate of Russian Arctic in the Late Pleistocene–Holocene on the basis of isotope study of ice wedges. *Kriosfera Zemli*. 2015;XIX(2):86–94.
30. Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water isotope records. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2020;31:429–441. <https://doi.org/10.1002/ppp.2052>
31. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Dereviagin A., Murton J. Ice wedges as archives of winter palaeoclimate: a review. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018;29:199–209. <https://doi.org/10.1002/ppp.1980>
32. Dansgaard W., Johnsen S., Clausen H., Gunderstap N. Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Grønland*. 1973;197(2):1–53.

Расширенный реферат

Для архипелага Северная Земля и острова Визе характерно сплошное распространение мерзлоты, которое не прерывается под ледниками. В 2021–2024 гг. температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд находилась в диапазоне $-10 \dots -9$ °C, а характерный диапазон мощности сезонно-талого слоя — 50–80 см. Среднегодовая температура грунта оказывается не более чем на 3 °C выше среднегодовой температуры воздуха. Важным фактором, объясняющим близость этих показателей, является относительно низкое влияние снежного покрова и растительности на температурный режим грунтов. На острове Комсомолец, в силу его высокоширотного положения, можно предполагать более низкие температуры мерзлых пород, вплоть до -12 °C. Расчетная мощность криолитозоны в регионе составляет от 450 до 1200 м. В последние 30 лет температура грунтов повышается со скоростью около 0,14 °C в год, что связано с ростом среднегодовой температуры воздуха со скоростью до 0,1 °C в год (с середины 1970-х гг.). Дальнейший мониторинг изменений метеорологических и мерзлотных условий осуществляется на пунктах наблюдений системы Государственного фонового мониторинга состояния многолетней мерзлоты, что создает основу для сравнительного анализа с другими регионами Арктики. Льдистость мерзлых отложений архипелага Северная Земля и острова Визе в целом низкая, для них наиболее типичны массивные криогенные текстуры и в меньшей степени шпировые. На Северной Земле встречаются бесснежные участки, где верхние полметра грунта представлены морозной породой, лишенной льда. Проявления подземных льдов представлены линзами льда у границы сезонно-талого слоя в криоэлювии на Северной Земле, а также повторно-жильными льдами, формирующими полигональные структуры как на архипелаге Северная Земля, так и на

острове Визе. Изотопный состав жильного льда говорит в пользу его голоценового возраста. В речных долинах и эстуариях Северной Земли присутствуют наледные бугры (блистеры), образующиеся в результате зимнего промерзания сезонных подрусловых таликов с криопэгами.

Appendix A. Supplementary data

Table A.1

Maximum active-layer thickness according to measurements by permafrost meters in the vicinity of the Cape Baranova Ice Base and meteorological parameters measured on this station during 2017–2023

Таблица A.1

Максимальная толщина сезонно-талого слоя по данным измерений с помощью мерзлотометров в окрестностях «Ледовой базы Мыс Баранова» и метеорологические параметры, измеренные на этой станции в период 2017–2023 гг.

Permafrost meter no.	Location	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023
		ALT, cm date	ALT, cm date	ALT, cm date	ALT, cm date	ALT, cm date	ALT, cm date	ALT, cm date
	Mean air T [°C]	-11.8	-11.6	-12.1	-8.9	-12.4	-11.9	-12.8
	Mean soil surface T [°C]	-11.4	-11.1	-11,8	-8.6	-12.0	-11.4	-12.3
	Sum of positive temperatures during the warm period* [°C]	52.2	159.6	133.7	310.1	140.2	121.6	89.7
6	Accumulative-abrasion marine terrace	67 02.08	66 28.08	65 26.08	94 17.09	95 19.08	76 20.08	68 11.08
7	Accumulative-abrasion marine terrace	61 06.08	74 17.08	65 26.08	91 15.08	75 09.08	76 20.08	73 11.08
1	Second floodplain terrace of the right bank of the Mushketova River	51 27.07	59 26.08	59 26.08	75 24.09	73 13.08	61 23.08	61 10.08
2	First floodplain terrace of the right bank of the Mushketova River	57 15.08	69 26.08	70 20.08	78 19.09	92 20.08	71 12.08	71 10.08
4	First floodplain terrace of the left bank of the Mushketova River	47 11.08	63 31.08	65 26.08	91 21.09	88 20.08	78 23.08	74 23.08
5	Second floodplain terrace of the left bank of the Mushketova River	71 15.08	90 14.08	89 26.08	115 28.09	105 16.09	98 23.08	96 23.08

Note. * Warm period — a period characterized by a stable transition of the average daily air temperature above 0 °C

Примечание. * Теплый период — период, характеризующийся стабильным переходом среднесуточной температуры воздуха выше 0 °C.

Table A.2

**Stable water isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD) and deuterium excess values (d)
of two profiles of the ice wedge BA-IW1 (Bolshevik Island)
and one profile of the ice wedge Wiese-IW2 (Wiese Island)**

Таблица А.2

**Концентрации стабильных изотопов воды ($\delta^{18}\text{O}$, δD) и дейтериевого эксцесса (d)
в образцах из двух профилей ледяной жилы BA-IW1 (о. Большевик)
и одного профиля ледяной жилы Wiese-IW2 (о. Визе)**

Sample No.	Sample ID	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d , ‰
Ice wedge BA-IW1 profile 1, Bolshevik Island 79°12.211' N, 102°20.305' E				
01	BA-IW1-1-01	-18.11	-138.30	6.60
02	BA-IW1-1-02	-18.15	-138.14	7.03
03	BA-IW1-1-03	-18.35	-139.77	7.01
04	BA-IW1-1-04	-18.32	-139.49	7.07
05	BA-IW1-1-05	-18.15	-138.69	6.53
06	BA-IW1-1-06	-17.96	-137.31	6.35
07	BA-IW1-1-07	-17.83	-135.88	6.76
08	BA-IW1-1-08	-17.72	-135.07	6.72
09	BA-IW1-1-09	-17.64	-134.32	6.81
10	BA-IW1-2-01	-17.75	-135.08	6.89
11	BA-IW1-2-02	-17.76	-135.49	6.57
12	BA-IW1-2-03	-17.83	-136.70	5.92
13	BA-IW1-2-04	-17.99	-137.71	6.20
14	BA-IW1-2-05	-18.21	-139.44	6.26
15	BA-IW1-2-06	-18.31	-139.74	6.71
16	BA-IW1-2-07	-17.78	-135.70	6.57
17	BA-IW1-2-08	-18.13	-138.57	6.48
18	BA-IW1-2-09	-18.07	-137.68	6.89
Ice wedge BA-IW1 profile 2, Bolshevik Island 79°12.211' N, 102°20.305' E				
19	BA-IW1-3-01	-18.23	-138.08	7.72
20	BA-IW1-3-02	-18.67	-140.70	8.70
21	BA-IW1-5-01	-17.98	-137.47	6.39
22	BA-IW1-5-02	-17.99	-137.53	6.37
23	BA-IW1-5-03	-18.21	-138.76	6.95
24	BA-IW1-6-01	-17.81	-135.75	6.73
25	BA-IW1-6-02	-17.94	-136.84	6.70
26	BA-IW1-6-03	-17.84	-135.64	7.08
27	BA-IW1-7-01	-17.76	-136.06	5.99
28	BA-IW1-7-02	-17.84	-136.02	6.68
29	BA-IW1-8-01	-15.36	-117.81	5.03
30	BA-IW1-8-02	-15.37	-117.23	5.71
31	BA-IW1-4-01	-15.86	-121.23	5.63
32	BA-IW1-4-02	-15.97	-121.82	5.97
	n	32	32	32
	Mean	-17.72	-135.13	6.59
	Min	-18.67	-140.70	5.03
	Max	-15.36	-117.23	8.70
	Std	0.83	6.24	0.64

End of the table A.2

Окончание таблицы A.2

Sample No.	Sample ID	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d , ‰
Ice wedge Wiese-IW2, Wiese Island 79°29.332' N, 77°0.83' E				
01	Wiese-IW2-01	-20.37	-150.27	12.65
02	Wiese-IW2-02	-20.12	-148.28	12.71
03	Wiese-IW2-03	-20.17	-148.79	12.58
04	Wiese-IW2-04	-20.78	-153.01	13.19
05	Wiese-IW2-05	-21.12	-154.62	14.36
06	Wiese-IW2-06	-19.80	-146.79	11.63
	n	6	6	6
	Mean	-20.39	-150.29	12.85
	Min	-21.12	-154.62	11.63
	Max	-19.80	-146.79	14.36
	Std	0.48	2.99	0.89

Table A.3

**Stable water isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD) and deuterium excess values (d)
of present-day snow samples from multiple locations**

Таблица A.3

**Концентрации стабильных изотопов воды ($\delta^{18}\text{O}$, δD) и дейтериевого эксцесса (d)
в отобранных образцах снега**

Sample No.	Sample ID	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d , ‰
Snow pit, Wiese Island 79°36.028' N, 76°40.681' E (August 14, 2021)				
01	WI-SP-1-01	-18.24	-134.67	11.22
02	WI-SP-1-02	-17.95	-131.13	12.46
03	WI-SP-1-03	-17.74	-129.06	12.87
04	WI-SP-1-04	-17.56	-127.48	13.04
05	WI-SP-1-05	-17.29	-125.30	13.04
06	WI-SP-1-06	-17.91	-127.68	15.62
07	WI-SP-1-07	-15.84	-112.67	14.03
08	WI-SP-1-08	-15.34	-108.53	14.22
09	WI-SP-1-09	-15.11	-106.47	14.41
10	WI-SP-1-10	-15.26	-106.89	15.17
11	WI-SP-1-11	-14.99	-105.65	14.27
12	WI-SP-1-12	-14.59	-103.25	13.45
13	WI-SP-1-13	-14.31	-101.48	13.03
14	WI-SP-1-14	-14.19	-100.64	12.86
15	WI-SP-1-15	-14.30	-101.77	12.67
16	WI-SP-1-16	-14.33	-101.72	12.94
17	WI-SP-1-17	-14.34	-101.38	13.38
18	WI-SP-1-18	-13.96	-98.66	13.01
19	WI-SP-1-19	-13.93	-97.92	13.49
20	WI-SP-1-20	-14.22	-100.19	13.58
	n	20	20	20
	Mean	-15.58	-111.13	13.44
	Min	-18.24	-134.67	11.22

End of the table A.3
 Окончание таблицы А.3

Sample No.	Sample ID	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d , ‰
	Max	-13.93	-97.92	15.62
	Std	1.57	12.74	0.98
	Snow sample, Wiese Island 79°29.326' N, 77°03.197' E (September 26, 2023)			
01	WI-S-1	-11.75	-83.04	10.93
	Snow samples, Bolshevik Island 79°17.155' N, 101°37.939' E (October 8, 2023)			
	79°16.729' N, 101°39.770' E (October 8, 2023)			
01	B-S-1	-15.11	-111.33	9.58
02	B-S-2	-16.07	-117.37	11.20
	Snow sample, Cape Chelyuskin, Taymyr Peninsula 77°42.777' N, 104°17.960' E (October 12, 2023)			
01	MC-S-1	-18.94	-135.53	15.97

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-113-126>

УДК 551.345.2



Изменения водного и теплового режима болот Западной Сибири за последние 50 лет: синтез данных наблюдений и моделирования

О.А. Анисимов¹, А.П. Морозов^{1,2}, Ю.П. Москвин¹

¹ ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия

² ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

✉ aaa@hydrology.ru

ОАА, 0000-0002-9515-4576; АПМ, 0009-0004-6532-1128

Аннотация. Проведены расчеты температуры торфяной залежи, мощности сезонно-талого слоя и уровня надмерзлотных вод бугристых и полигональных болот криолитозоны Западной Сибири в период 1971–2024 гг. Использовалась нестационарная модель многолетней мерзлоты CryoGrid с новым блоком, описывающим водный и тепловой режимы многолетнемерзлых болот. Для расчетов использовались данные реанализа ERA5 суточной дискретности по 8 метеорологическим параметрам. Модель была верифицирована на данных комплексных экспедиционных исследований Государственного гидрологического института, проводившихся в 1971–1992 гг. на 10 болотных стационарах южной и северной криолитозоны Западной Сибири. Расчеты указывают на значительные изменения состояния многолетнемерзлых болот за 50 лет. Их скорость увеличилась в последние 25 лет и составила в среднем по зонам распространения полигональных и бугристых болот, соответственно, 1,35 и 1,10 °C/10 лет для температуры торфяной залежи на глубине 20 см; 9,6 и 5,2 см/10 лет для мощности сезонно-талого слоя и –1,1 и –2,9 см/10 лет для уровня надмерзлотных вод.

Ключевые слова: многолетнемерзлые болота, Западная Сибирь, модель CryoGrid, водно-тепловой режим, торфяные залежи

Для цитирования: Анисимов О.А., Морозов А.П., Москвин Ю.П. Изменения водного и теплового режима болот Западной Сибири за последние 50 лет: синтез данных наблюдений и моделирования. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):113–126. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-113-126>

Поступила 19.12.2025

После переработки 17.02.2026

Принята 23.02.2026

Changes in the hydrological and thermal regime of permafrost bogs in the past 50 years: synthesis of observational data and modelling

Oleg A. Anisimov¹, Anton P. Morozov^{1,2}, Yuriy P. Moskvina¹

¹ Federal State Budgetary Institution of the State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

² State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

✉ aaa@hydrology.ru

ОАА, 0000-0002-9515-4576; АПМ, 0009-0004-6532-1128

© Авторы, 2026

© Authors, 2026

Abstract. Two types of frozen bogs, palsa mires and polygonal marshes, occupy up to 30 % of the permafrost terrain in West Siberia. Palsa mires span the territory from the Arctic Circle down to approximately 62° N in continuous, discontinuous and sporadic permafrost zones; polygonal marshes are located northward from the Arctic Circle. The hydro-thermal regime of permafrost bogs is characterized by three key parameters, namely, soil temperature, active-layer thickness (ALT), and soil water table depth. We used the CryoGrid community model with daily ERA-5 reanalysis meteorological data to study changes in these parameters in the period 1971–2024. The model was calibrated using an extensive historical data set of the State Hydrological Institute for 10 permafrost bog plots, which was built up in the course of the field expeditions in West Siberia in the 1971–1992 period. The calibrated CryoGrid model demonstrated reasonably good performance in reproducing observed parameters of the hydro-thermal regime of permafrost bogs in a variety of climatic, bio-physiographic and permafrost conditions. The mean square errors of the calculated parameters for polygonal marshes/palsa mires were the following: ALT error (3.8 ÷ 5.6 cm)/(5.2 ÷ 5.9 cm); soil temperature error (1.2 ÷ 1.5 °C)/(0.8 ÷ 1.3 °C) and soil water level error (6.8 ÷ 10.5 cm)/(7.9 ÷ 9.7 cm). The modelling results suggest that changes in the hydro-thermal regime of permafrost bogs have increased in the past 25 years. Calculated over the 2000–2024 period trends, averaged over the areas occupied by polygonal marshes and palsas, were, correspondingly, as follows: 1.35 and 1.10 °C/10y for soil temperature at 20 cm depth; 9.6 and 5.2 cm/10y for ALT; –1,1 and –2,9 cm/10y for soil water levels.

Keywords: permafrost bogs, West Siberia, CryoGrid model, hydro-thermal regime, peatland

For citation: Anisimov O.A., Morozov A.P., Moskvina Yu.P. Changes in the hydrological and thermal regime of permafrost bogs in the past 50 years: synthesis of observational data and modelling. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):113–126. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-113-126>

Received 19.12.2025

Revised 17.02.2026

Accepted 23.02.2026

Введение

В криолитозоне Западной Сибири широко распространены многолетнемерзлые болота. Их разделяют на два основных типа: северные полигональные, ограниченные с юга Северным полярным кругом, и бугристые, расположенные южнее на территории вплоть до 62–63° с. ш [1]. Болота вносят заметный вклад в углеродный цикл, что определяет их роль в региональной и глобальной экосистеме [2, 3]. В Западной Сибири, в особенности на Ямале, они существенно влияют на характер экономического освоения региона, затрудняя строительство инфраструктуры, в первую очередь протяженных линейных сооружений. Торфяная залежь болот имеет специфические теплофизические свойства (малая теплопроводность и большая полевая влагоемкость), которые обуславливают нехарактерный для обычных грунтов водно-тепловой режим [4, 5]. Эти факторы определяют необходимость отдельного исследования болот.

Исследования водно-теплового режима болот проводились с начала XX в. Многочисленные наблюдения на болотах в основном Европейской зоны России позволили предложить ряд решений по определению расчетных характеристик болот [6]. Однако эти ранние исследования касались лишь наиболее распространенных талых болот, в то время как значительная часть болот также расположена в зоне многолетней мерзлоты. Так, в Западной Сибири севернее Сибирских Увалов заболоченность составляет около 30 %.

В статье рассматриваются олиготрофные, т. е. расположенные преимущественно на возвышенных водораздельных пространствах, бугристые и полигональные многолетнемерзлые болота. Основное отличие их гидрологии от болот талой зоны заключается в смене фронтального фильтрационного стока, господствующего на талых болотах, на сток болотных вод по схеме, напоминающей русловую [7]. Надмерзлотные воды с возвышенных элементов мезорельефа стекают в микропонижения

болотного микроландшафта (западины, ложбины, топи), в результате сток с многолетнемерзлых болот происходит по подобию гидрографической сети.

Первые исследования многолетнемерзлых болот криолитозоны были направлены на их описание и классификацию [8]. Локализованность этих исследований (устье р. Оби, район г. Салехарда) привела к ошибочным оценкам процентных соотношений болотных микроландшафтов. В дальнейшем классификация мерзлых болот и пространственное распространение микроландшафтов были детально изучены по всей территории севера Западной Сибири.

До середины 1970-х гг. водно-тепловой режим многолетнемерзлых болот криолитозоны оставался неизученным. Открытие и освоение большого количества нефтяных и газовых месторождений на севере Западной Сибири, в особенности проектирование и строительство линейных сооружений, потребовали конкретных данных о различных водно-тепловых и стоковых характеристиках этих болот. Поэтому в 1970-х гг. Государственным гидрологическим институтом (ГГИ) были начаты полномасштабные комплексные экспедиционные исследования всех характеристик болот в различных регионах севера Западной Сибири. Основная цель заключалась в проведении гидрологических и теплбалансовых исследований, в результате которых планировалось получить алгоритмы расчета величин стока, испарения, температуры, влажности и глубины оттаивания торфяной залежи, уровня надмерзлотных (болотных) вод (УНВ) для различных элементов микрорельефа болот с учетом преобладающей растительности в любой точке севера Западной Сибири.

Для выполнения поставленной задачи на различных болотных массивах были организованы стационарные наблюдения за составляющими водно-теплого режима, такими как радиационный баланс; испарение и сток с болот, определяемые различными методами; УНВ; мощность сезонно-талого слоя (СТС) и температурный режим торфяной залежи; абсолютная влажность торфа. Все виды наблюдений проводились на различных элементах мезорельефа болот и на нескольких площадках, занятых разной растительностью. Для репрезентативного охвата всей территории севера Западной Сибири были выбраны несколько районов проведения наблюдений, в которых были созданы 10 болотных стационаров. В период 1971–1991 гг. были организованы исследования болотных массивов в следующих районах: Тазовское — 1971 г., Пангода — 1974–1975 гг., Пур-Пе — 1976–1977 гг., Тыздэотта — 1978–1980 гг., Хейги-Яха — 1981–1989 гг., Пяседей-Яха — 1981–90 гг., Пухуце-Яха — 1985–1990 гг. Результаты этих исследований обобщены в монографии [9].

Они позволили разработать эмпирические модели водно-теплого режима для всех типов болот этой зоны [9, 10]. На протяжении последующих трех десятилетий данные расчетов по этим моделям использовались заинтересованными организациями для проектирования объектов освоения в криолитозоне Западной Сибири.

В последние десятилетия в связи с реализацией программы социально-экономического развития Арктики растет запрос на сведения о состоянии многолетнемерзлых болот. Однако ситуация полностью изменилась. Масштабные экспедиционные исследования, которые могли бы актуализировать эмпирические данные, после 1990-х гг. не проводились. В результате эмпирические модели, построенные на данных наблюдений в период, предшествующий современному изменению климата, и ранее выполнявшие свои функции, не могут адекватно описать процессы, происходящие в изменившихся условиях. Это обуславливает необходимость перехода к математическим моделям многолетнемерзлых болот, основанным на фундаментальных

законах физики и уравнениях, инвариантных к изменчивым внешним условиям. Как все модели, они не лишены необходимости использования реальных данных для верификации и усовершенствования.

Целью работы была модельная актуализация данных о трех основных характеристиках многолетнемерзлых болот Западной Сибири: температуре торфяной залежи, мощности СТС и УНВ. Для этого был выполнен анализ математических моделей многолетнемерзлых грунтов различной сложности, осуществлен оптимальный выбор модели с учетом наличия необходимых для ее валидации и проведения расчетов данных. Выбранная модель была адаптирована для расчетов характеристик многолетнемерзлых болот криолитозоны. Была проведена ее калибровка и валидация по историческим данным, полученным в ходе комплексных экспедиционных исследований в период 1971–1991 гг. Модель была применена для расчета современных значений параметров многолетнемерзлых болот Западной Сибири, по результатам которых были построены актуализированные на текущий момент цифровые карты расчетных параметров.

Методика и данные

Первоначально планировалось использовать нестационарную модель водно-теплового режима многолетнемерзлых грунтов, разработанную в Государственном гидрологическом институте [11]. Выбор был обусловлен тем, что собственная программная разработка позволяет легко модифицировать численный алгоритм, адаптируя его под специфические условия многолетнемерзлых болот. Вместе с тем авторские модели исключают дальнейшее развитие работ другими исследователями на той же методической и программной основе. Поэтому была использована модель общего доступа с открытым кодом CryoGrid Community model [12] в ее наиболее полной версии.

Модель CryoGrid ранее не применялись для многолетнемерзлых болот, главными особенностями которых являются низкая теплопроводность и большая полевая влагемкость торфа, достигающая 76 %. Поэтому в базовый алгоритм были внесены изменения, позволившие учесть реальные теплофизические и гидравлические свойства торфяной залежи, задаваемые по данным экспедиционных исследований ГГИ. Было также учтено тепловое влияние растительности, которая на болотах криолитозоны представлена сфагновыми мхами и лишайниками.

В расчетах по модели CryoGrid были использованы суточные метеоданные реанализа ERA5 за период 1941–2024 гг. по 8 метеорологическим параметрам: температура воздуха на высоте 2 м, °C; интенсивность выпадения жидких и твердых осадков, мм/сутки; средняя скорость ветра на высоте 10 м, м/с; удельная влажность, кг/кг; приходящая коротковолновая и длинноволновая радиация, Вт/м² и атмосферное давление на уровне поверхности, Па. Первые 30 лет расчета использовались для «разгона» модели от задаваемых начальных условий, в процессе которого достигался баланс между вертикальными профилями всех рассчитываемых гидротермических параметров и актуальными величинами метеорологических параметров. Последующий диагностический расчет проводился за период 1971–2024 гг. по сетке пространственного разрешения 1°×1° по широте и долготе, охватывающей Западную Сибирь.

Для калибровки и валидации модели использовался исторический архив данных экспедиционных наблюдений ГГИ на 10 болотных стационарах в криолитозоне Западной Сибири, проводившихся в период 1971–1992 гг. Местоположение болотных стационаров в зонах распространения бугристых и полигональных многолетнемерзлых болот показано на рис. 1.

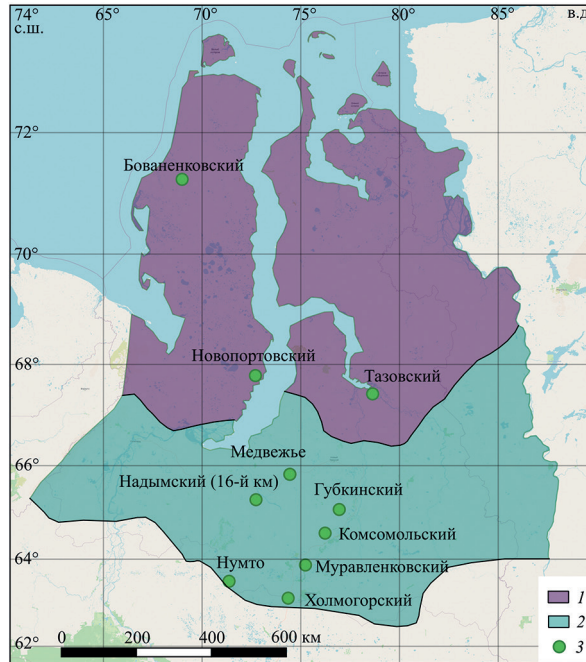


Рис. 1. Области распространения полигональных (1) и бугристых (2) болот в криолитозоне Западной Сибири и местоположение болотных стационаров ГИИ (3)

Fig. 1. Areal of polygonal (1) and palsal (2) bogs in the West Siberian permafrost region and location of the bog monitoring sites of the State Hydrological Institute (3)

Калибровка и валидация модели

Наиболее полная версия CryoGrid относится к классу высоко комплицированных нестационарных моделей, основанных на фундаментальных уравнениях физики и гидродинамики, содержащих большое число параметров и констант. В расчетах по времени используется прямая схема Эйлера первого порядка.

Для устойчивости этой схемы и всего алгоритма необходимо, чтобы значения влияющих и расчетных параметров и их временные приращения всегда были согласованы. Это достигается использованием малого шага по времени, от 1 суток до 10 секунд, и максимально точным заданием параметров, оказывающих сильное влияние на результаты расчета, с тем чтобы они не выходили за пределы физически обоснованных величин. Для определения таких параметров был проведен анализ чувствительности модели, результаты которого представлены в таблице.

Анализ чувствительности модели проводился на примере болотного стационара Новопортовский, для которого имеется наибольшее количество данных наблюдений. По данным реанализа ERA5 были составлены временные ряды 8 метеорологических переменных для соответствующей ячейки сетки. Ряды задавались на входе модели для проведения расчетов за период 1941–1985 гг., первые 30 лет использовались для «разгона» модели. Мощность торфяной залежи и ее теплофизические параметры задавались по имеющимся данным наблюдений. По ним проводился расчет для исходных величин влияющих параметров, в таблице соответствующие

Таблица

Оценка чувствительности расчетных характеристик к вариациям влияющих параметров
Table

Model sensitivity to input parameters

Вариации параметров		T _{20г} , °C	СТС, см	УНВ, см
Твердые осадки	50 %	-7,64	56,5	-10,8
	75 %	-5,86	56,2	-10,6
	100 %	-3,88	56,3	-10,6
	125 %	-2,18	59,2	-9,6
	150 %	-0,98	73,8	-9,1
Жидкие осадки	50 %	-3,81	53,8	-15,5
	75 %	-3,86	55,9	-13,5
	100 %	-3,88	56,3	-10,6
	125 %	-3,86	56,3	-7,1
Мощность торфяной залежи	150 %	-3,76	56,3	-5,3
	40 см	-5,40	87,5	-9,2
	55 см	-4,30	75,3	-10,5
	65 см	-3,88	56,3	-10,6
	85 см	-3,75	53,5	-10,7
Наименьшая полевая влагемкость торфа	100 см	-3,65	53,0	-10,8
	55 %	-4,42	58,8	-8,9
	65 %	-4,13	57,6	-9,7
	75 %	-3,88	56,3	-10,6
	85 %	-3,71	54,5	-11,4
Льдистость минерального грунта	95 %	-3,39	49,8	-16,3
	10 %	-4,03	57,1	-10,7
	20 %	-3,88	56,3	-10,6
	30 %	-3,78	54,1	-10,6
	40 %	-3,56	48,5	-10,5
	50 %	-3,48	47,6	-10,4

Примечание. Полу жирным выделены исходные значения параметров и рассчитанные по ним характеристики.

Note. The initial values of the input parameters are indicated in bold.

величины выделены жирным шрифтом. Рассчитанные величины мощности СТС, температуры торфяной залежи на глубине 20 см и УНВ осреднялись за базовый период 1971–1985 гг., который характеризуется условно-стационарным климатом. Затем проводились серии повторных расчетов с возмущенными значениями одного из влияющих параметров, указанных во втором столбце таблицы, и исходными значениями остальных параметров. В этих расчетах суммы жидких и твердых осадков варьировались в пределах от 0,5 до 1,5 от исходных величин, определяемых по данным ERA5. Остальные влияющие параметры варьировались в диапазоне, указанном во втором столбце таблицы.

Далее была проведена валидация модели, в ходе которой рассчитанные данные сравнивались с наблюдениями. На рис. 2 на примере теплого периода 1987 г. показан вертикальный разрез верхнего метрового слоя торфяной залежи, на котором

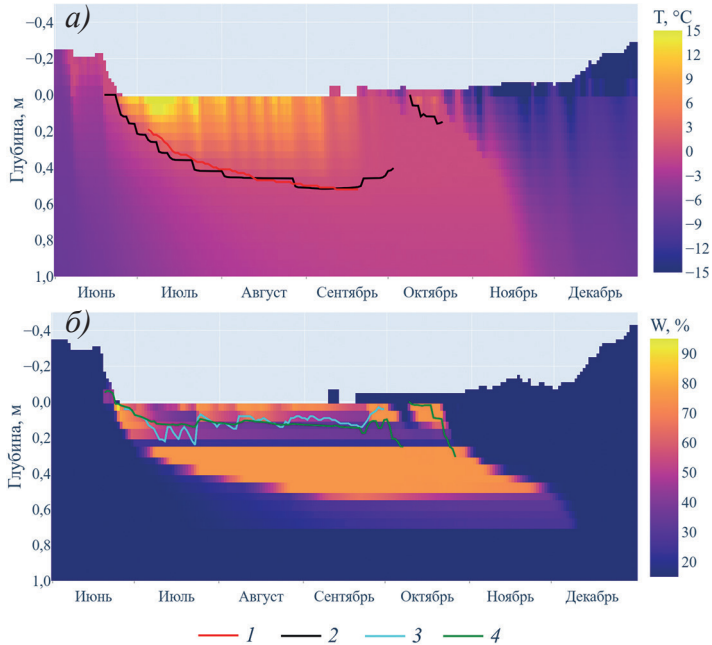


Рис. 2. Рассчитанные и наблюдаемые на стационаре Новопортовский за июнь–декабрь 1987 г. параметры: *а* — температура торфяной залежи (T , °C) и мощность СТС (м); *б* — влажность почвы (W , %) и УНВ (м). 1 и 2 — наблюдаемые и расчетные мощности СТС, м; 3 и 4 — наблюдаемые и расчетные УНВ

Fig. 2. Bog parameters calculated and observed at Novoportovskii site for June–December 1987: *a* — soil temperature (T , °C) and ALT; *b* — soil moisture (W , %) and soil water level (m). 1 and 2 — observed and calculated ALT, m; 3 and 4 — observed and calculated soil water level, m

прослеживаются изменения во времени вертикального профиля температуры (T , °C), влажности почвы (W , %), мощности СТС (м) и УНВ (м), рассчитанные по модели и по данным наблюдений на стационаре Новопортовский.

На рис. 3 показано облако рассчитанных и измеренных величин мощности СТС и уровней надмерзлотных вод за различные годы на 5 болотных стационарах и линейные зависимости, аппроксимирующие связь между ними. По наклону аппроксимирующих линий видно, что модель завышает наблюдения, в особенности по мощности СТС. Точность расчетов оценивалась величиной RMSE (квадратный корень из среднеквадратичной разности расчетов и наблюдений), значение которой составляет 9,4 см для рис. 3а и 7,5 см для рис. 3б. При том, что в целом точность расчета достаточно высока, видно, что модель значительно, до 20–25 см, завышает мощность СТС на двух стационарах, Комсомольский и Медвежье, расположенных на бугристых болотах. По-видимому, это обусловлено особенностями данных стационаров, которые не учитываются в модели.

По данным экспедиционных измерений, мощность торфяной залежи к югу от зоны полигональных болот в буграх составляет от 2 до 7 м, т. е. заведомо превышает мощность СТС как для прошлых, так и для современных климатических условий. Для топей ситуация иная, там возможно образование таликов, но без наблюдений достоверно установить это расчетным путем нельзя. С учетом этого на всех гра-

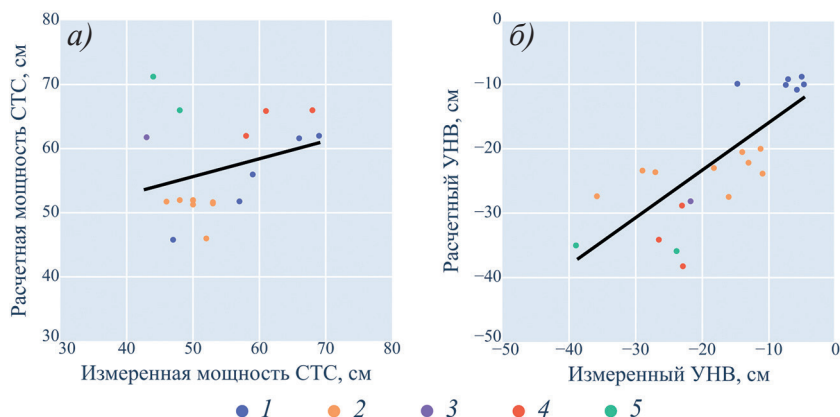


Рис. 3. Сравнение рассчитанных и измеренных величин мощности СТС (а) и УНВ (б) за различные годы. Цветом выделена принадлежность к стационарам ГГИ: 1 — Бованенковский, 2 — Новопортовский, 3 — Медвежье, 4 — Губкинский, 5 — Комсомольский

Fig. 3. Comparison of calculated and observed values of ALT (a) and soil water levels (b). The SHI sites are highlighted with different colors: 1 — Bovanenkovskii, 2 — Novoportovskii, 3 — Medvezhe, 4 — Gubkinskii, 5 — Komsomolskii

фиках для бугристых болот приведены результаты расчетов для положительных форм рельефа (торфяные бугры). В модели не учтено, что торфяные бугры имеют различную высоту. Это затрудняет непосредственное сравнение расчетов с наблюдениями и может быть причиной полученных расхождений расчетных и измеренных мощностей СТС и УНВ в отдельных точках на рис. 3.

Обсуждение результатов

Главной целью работы является актуализация сведений о состоянии многолетнемерзлых болот Западной Сибири, которые основаны на экспедиционных исследованиях почти полувековой давности. Обсуждение результатов моделирования целесообразно начать с анализа изменений влияющих климатических параметров за истекший период.

Как показал проведенный анализ чувствительности модели, наибольшее влияние на водно-тепловой режим многолетнемерзлых болот оказывают температура воздуха теплого периода и сумма осадков холодного периода, которая определяет высоту снежного покрова. Карты на рис. 4 показывают разности этих параметров, осредненных за период 1941–1977 гг. и 1978–2024 гг. Эти карты дополняют графики, показывающие изменения во времени и линейные тренды осредненных по зонам распространения бугристых и полигональных болот среднегодовой температуры воздуха и годовых сумм осадков.

Решающим фактором воздействия на многолетнемерзлые болота, несомненно, является рост температуры воздуха, наблюдаемый во все сезоны года на протяжении четырех последних десятилетий. Годовой (показан на рис. 4) и осенний тренды составляют около 0,4 °C/10 лет; весенний — более 0,7 °C/10 лет, в марте и апреле доходя до 0,9 °C/10 лет; зимний тренд наименее выражен, около 0,1 °C/10 лет (исключая февраль) и летний около 0,2 °C/10 лет.

Changes in the hydrological and thermal regime of permafrost bogs in the past 50 years...

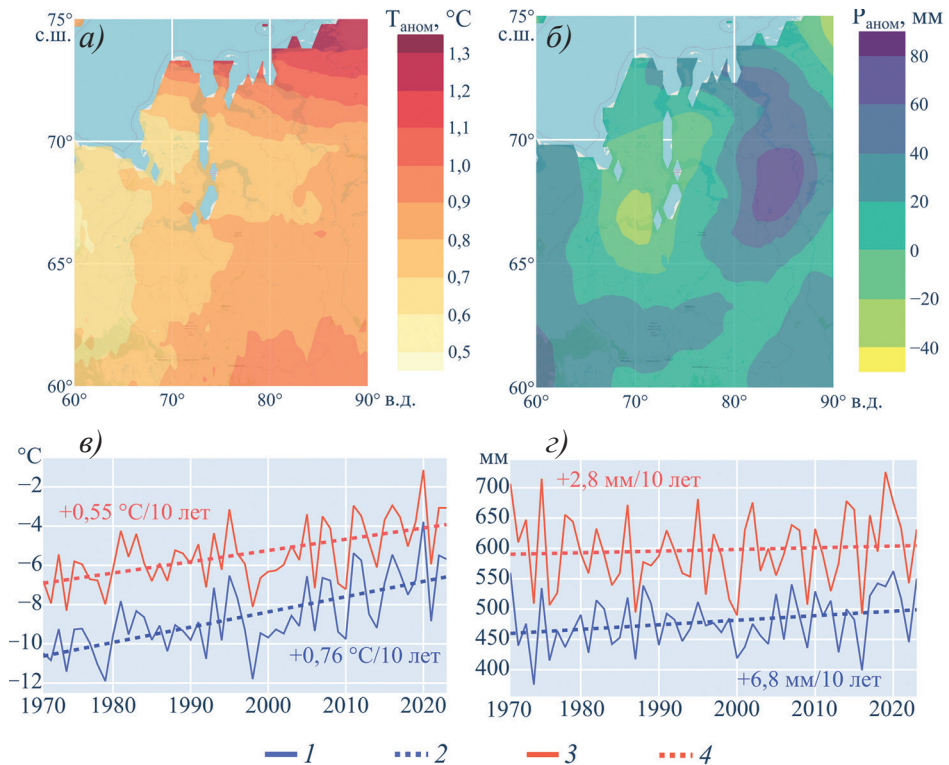


Рис. 4. Региональные изменения температуры воздуха и осадков. Верхний ряд — отклонения средних за период 1978–2024 гг. средней температуры воздуха теплого периода ($T_{\text{аном}}, ^\circ\text{C}$) (а) и сумм зимних осадков ($P_{\text{аном}}, \text{мм}$) (б) от соответствующих значений за период 1941–1977 гг. Нижний ряд — изменения и линейные тренды осредненной по зонам распространения полигональных (1, 2) и бугристых (3, 4) болот среднегодовой температуры воздуха, $^\circ\text{C}$ (в); и годовых сумм осадков, мм (з) за период 1970–2024 гг.

Fig. 4. Regional air temperature and precipitation changes. Upper panels — differences between the mean air temperature of the warm period ($T_{\text{аном}}, ^\circ\text{C}$) (a) averaged over the periods 1978–2024 and 1941–1977 and winter precipitation sums ($P_{\text{аном}}, \text{мм}$) (b). Lower panels — the bogs' mean annual air temperature, $^\circ\text{C}$ (v) averaged over the zones of polygonal (1, 2) and palsal (3, 4) and annual precipitation sum, mm (z), with their linear trends for the 1970–2024 period

Тренды осадков в современный период слабо выражены и незначимы. Можно отметить их разнонаправленность в пределах изучаемого региона. Годовой тренд на территории вокруг Обской губы и на крайнем северо-востоке региона слабоотрицательный, прежде всего за счет лета и осени, тогда как на остальной территории наблюдается рост осадков. В среднем по всему региону годовой тренд осадков составляет около 10 мм/10 лет. Тренд зимних осадков, формирующих снежный покров, в десять раз меньше, не превышает 1 мм/10 лет и статистически незначим. Из данных таблицы следует, что изменение зимних осадков в пределах $\pm 25\%$ меняет среднегодовую температуру на 1,5–2 $^\circ\text{C}$, но довольно мало влияет на мощность СТС и УНВ.

На рис. 5 показаны результаты модельных расчетов изменения показателей водного и теплового режимов полигональных и бугристых болот за 1971–2024 гг.,

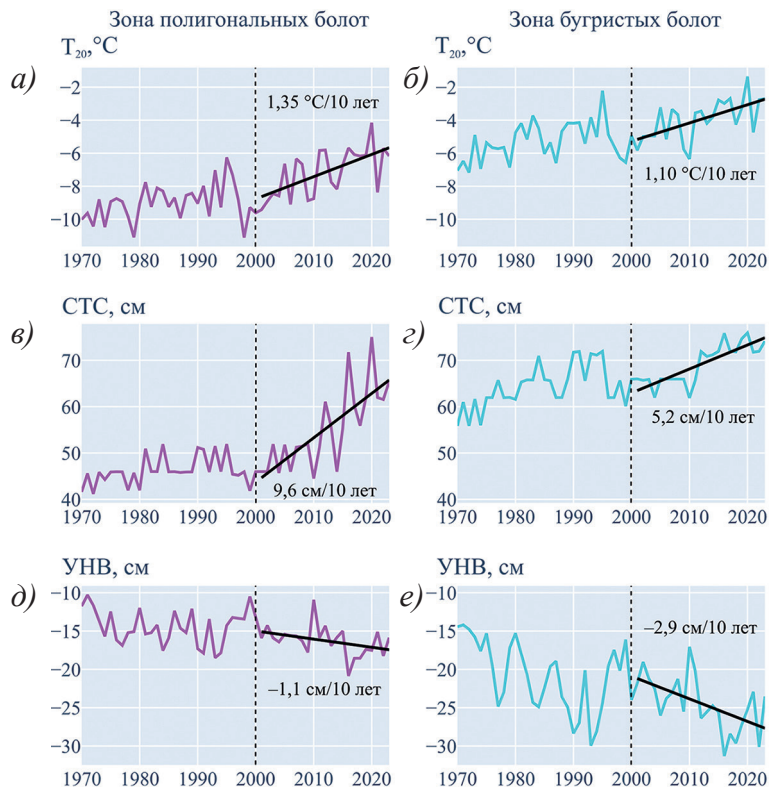


Рис. 5. Средние по зонам полигональных и бугристых болот средние годовые значения температуры торфяной залежи на глубине 20 см, °C (а, б); мощности СТС, см (в, з); УНВ, см (д, е) и их линейные тренды за период 2001–2024 гг.

Fig. 5. Mean annual soil temperature at 20 cm depth, °C (a, б) averaged over the areal of polygonal and palsa bogs in West Siberia; active-layer thickness, cm (в, з); soil water levels, cm (д, е) and their linear trends in the period 2001–2024

осредненные по ареалам их распространения в Западной Сибири. На рис. 6 показаны карты этих же показателей, рассчитанные для базового периода 1971–1985 гг. и современного периода 2015–2024 гг.

В статье приведены данные о среднегодовой температуре грунта на глубине 0,2 м, которые репрезентативно отражают термический режим верхнего слоя торфяной залежи. До тех пор, пока эта величина находится в отрицательном диапазоне, мерзлота будет сохраняться, поскольку на подошве СТС из-за температурной сдвижки она всегда ниже. Заметим, что в геокриологии общепринято использовать другую метрику, температуру на подошве СТС или же на уровне нулевых годовых амплитуд. В нашем случае это нецелесообразно, поскольку на рассмотренном интервале времени мощность СТС значительно меняется и неясно, какой конкретной глубине будут соответствовать привязанные к ней температурные данные.

Результаты расчетов, показанные на рис. 5 и 6, указывают на то, что происходит увеличение температуры торфяной залежи, особенно выраженное в зоне распространения полигональных болот. Здесь средняя величина тренда среднегодовой

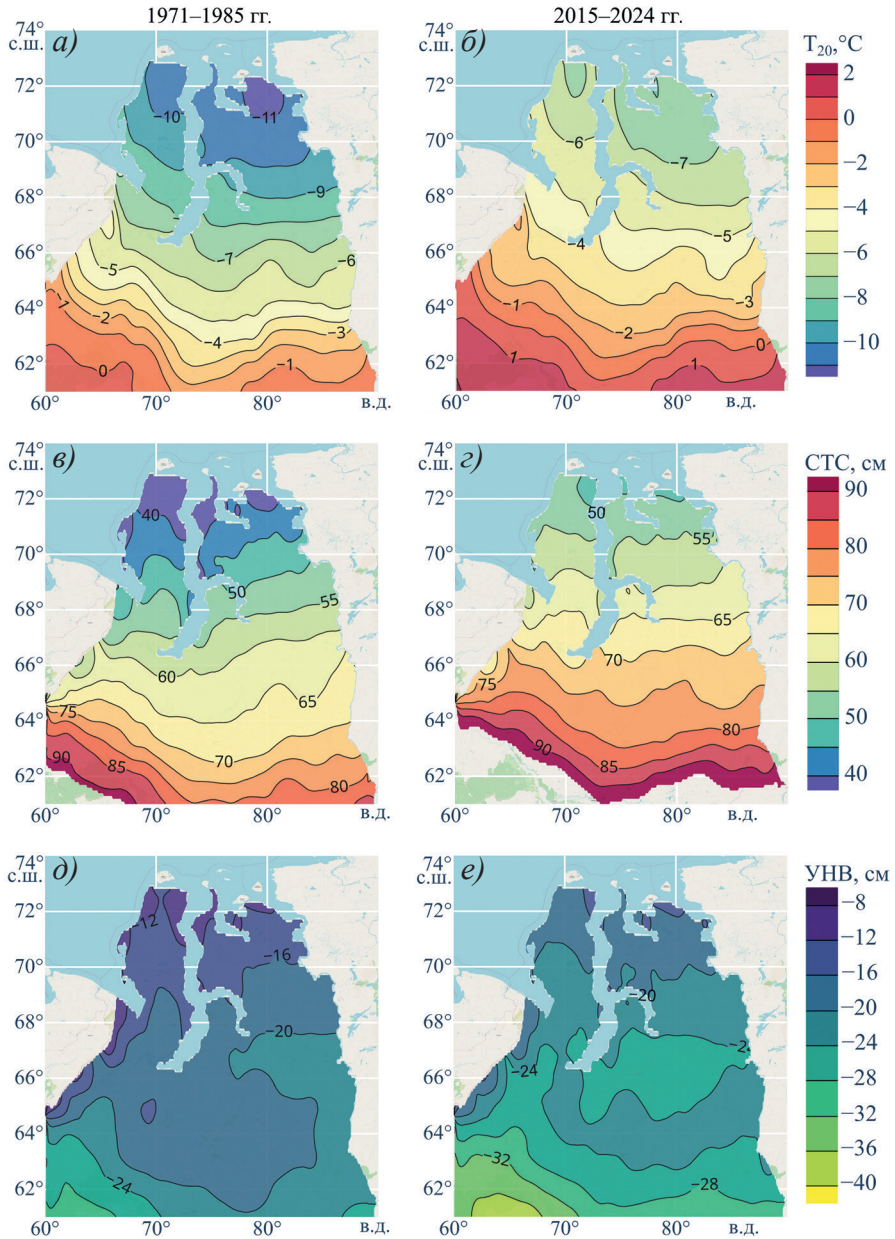


Рис. 6. Расчетные характеристики многолетнемерзлых болот Западной Сибири для базового периода 1971–1985 гг. и современного периода 2015–2024 гг.: среднегодовая температура торфяной залежи на глубине 20 см, $^\circ\text{C}$ (а, б); мощность CTC, см (в, г) и уровень надмерзлотных вод, см (д, е)

Fig. 6. Calculated mean annual soil temperature at 20 cm depth, $^\circ\text{C}$ (a, б); ALT, cm (в, г); and soil water level, cm (д, е) in the baseline period 1971–1985 and modern period 2015–2024 for the permafrost bogs in West Siberia

температуры на глубине 20 см за последние 25 лет составляет 1,35 °С/10 лет. Это более чем в 1,5 раза превышает скорость увеличения температуры воздуха и обусловлено совместным воздействием других меняющихся ландшафтных факторов. В зоне бугристых болот модельные расчеты указывают на рост температуры торфяной залежи со средней скоростью 1,10 °С/10 лет. Закономерно происходит увеличение мощности СТС, также более выраженное в зоне полигональных болот (в среднем на 9,6 см/10 лет), по сравнению с зоной бугристых болот (в среднем 5,2 см/10 лет).

Модельные расчеты указывают также на значительные изменения водного режима. Это проявляется в повсеместном снижении уровня надмерзлотных вод. Наибольшие изменения расчеты дают для зоны распространения бугристых болот на юге криолитозоны Западной Сибири, средний тренд за последние 25 лет составляет –2,9 см/10 лет. На полигональных болотах оценки тренда заметно ниже, в среднем –1,1 см/10 лет.

Основные выводы

Полученные в работе результаты позволяют сформулировать следующие основные выводы.

1. Изменение климата за последние 50 лет привело к значительному росту температуры воздуха в зоне распространения бугристых и полигональных болот криолитозоны Западной Сибири во все сезоны года и к относительно небольшим разнонаправленным по территории изменениям атмосферных осадков.

2. Уникальные по продолжительности, полноте и охвату измеряемых параметров данные экспедиционных исследований многолетнемерзлых болот, полученные в период 1971–1992 гг., в настоящее время перестали соответствовать современным климатическим условиям. Они могут быть актуализированы либо повторными экспедиционными исследованиями, которые в последние 30 лет на тех же стационарах не проводились, либо с использованием модельного реанализа.

3. Нестационарная модель водно-теплового режима подстилающей поверхности CryoGrid, использованная в данной работе, показала хорошие результаты по воспроизведению данных экспедиционных наблюдений на 10 болотных стационарах криолитозоны Западной Сибири по трем основным параметрам: температуре торфяной залежи на глубине 20 см, мощности СТС и уровню надмерзлотных вод, включая их внутригодовую и межгодовую динамику.

4. Проведенные при помощи модели CryoGrid расчеты за период 1971–2024 гг. позволили актуализировать сведения об основных параметрах водно-теплового режима болот криолитозоны Западной Сибири. Повсеместно и для всех типов многолетнемерзлых болот произошло увеличение температуры торфяной залежи, мощности СТС и понижение уровня надмерзлотных вод с дифференциацией этих изменений по зонам распространения бугристых и полигональных болот. Скорость изменений увеличилась в последние 25 лет, особенно сильно это проявилось в увеличении мощности СТС.

5. Модель CryoGrid была откалибрована по данным конкретных 10 болотных стационаров, расположение которых (рис. 1) не охватывает весь спектр современной изменчивости климата (рис. 4а, б). Поэтому представленные результаты носят оценочный характер и для практического использования требуется их уточнение на основе более детальной типизации морфологии болот.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Финансирование работы осуществлялось в рамках темы 1.5 государственной программы «Научно-технологическое развитие Российской Федерации».

Вклад авторов. ОАА, постановка задачи, сопоставительный анализ различных моделей многолетне-мерзлых грунтов, анализ результатов модельных расчетов, концептуализация и написание текста статьи; АПМ, адаптация модели CryoGrid для многолетнемерзлых болот, подготовка массивов метеорологических данных, проведение модельных расчетов, построение рисунков и таблицы, написание разделов статьи; ЮПМ, предоставление, описание и анализ исторических данных комплексных болотных экспедиций, в том числе из личного архива, написание введения к статье.

Competing interests. Authors declare no competing interests.

Funding. The work was funded within the framework of topic 1.5 of the State Program “Scientific and Technological Development of the Russian Federation”.

Authors contribution. OAA, comparative analysis of permafrost models of different complexity, numerical experiments set-up, analysis of the model results, conceptualization and writing of the paper; APM, adaptation of the CryoGrid community model to permafrost bogs, preparation of the meteorological data set, model set-up and calculations, preparation of figures and tables, writing sections of the paper; YPM, collection, description and analysis of the historical field data, writing Introduction section.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Вомперский С.Э., Сирин А.А., Цыганова О.П., Валяева Н.А., Майков Д.А. Болота и заболоченные земли России: попытка анализа пространственного распределения и разнообразия. *Известия РАН. Серия географическая*. 2005;(5):39–50.
Vompersky S.E., Sirin A.A., Tsyganova O.P., Valyaeva N.A., Maikov L.A. Peatlands and paludified lands of Russia: attempt of analyses of spatial distribution and diversity. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences. Geographical Series*. 2005;(5):39–50. (In Russ.).
2. Baird A.J., Belyea L.R., Comas X., Reeve A.S., Slater L.D. (Eds.) *Carbon Cycling in Northern Peatlands*. Washington, D. C., USA: American Geophysical Union; 2009: 299 p. <https://doi.org/10.1029/GM184>
3. Kirpotin S.N., Berezin A.E., Bazanov V.A., Polishchuk Y.M., Vorobiov S.N, Mironycheva-Tokoreva N.P., Kosykh N.P., Volkova I.I., Dupre B., Pokrovsky O.S., Kouraev A.A., Zakharova E.E., Shirokova L.S., Mognard N., Biancamaria S., Viers J., Kolmakova M.V. Western Siberia wetlands as indicator and regulator of climate change on the global scale. *International Journal of Environmental Studies*. 2009;66(4):409–21. <https://doi.org/10.1080/00207230902753056>
4. Романов В.В. *Гидрофизика болот*. Л.: Гидрометеиздат; 1961. 359 с.
5. Kujala K., Seppälä M., Holappa T. Physical properties of peat and palsa formation. *Cold Regions Science and Technology*. 2008;52(3):408–14. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.08.002>
6. Иванов К.Е. *Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов*. Л.: Гидрометеиздат; 1957. 500 с.
7. Batuev V.I., Kalyuzhny I.L. Hydrological regime and freezing of hummocky bogs on the European North of Russia. *Engineering survey*. 2019;12(9–10):38–48. <https://doi.org/10.25296/1997-8650-2018-12-9-10-38-48>
8. Пьявченко Н.И. *Бугристые торфяники*. М.: Изд-во Академии наук СССР; 1955. 280 с.
9. Новиков С.М. (Ред.). *Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири*. СПб: ВВМ; 2009. 535 с.

10. Морозов А.П., Москвин Ю.П. Изменения в водно-тепловом режиме многолетнемерзлых болот в Западной Сибири в условиях потепления климата. *Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата*. 2025;16(1):49–53. <https://doi.org/10.18822/edgcc635183>
Morozov A.P., Moskvin Yu.P. Changes in the water-thermal regime of permafrost swamps in Western Siberia in response to climate warming. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*. 2025;16(1):49–53. (In Russ.). <https://doi.org/10.18822/edgcc635183>
11. Анисимов О.А., Лавров С.А., Жирков А.Ф., Каверин Д.А. Модельная ассимиляция и реанализ геокриологических данных: постановка задачи и валидация модели для Европейского Севера и Восточной Сибири. *Метеорология и гидрология*. 2020;(4):85–94.
Anisimov O.A., Lavrov S.A., Zhirkov A.F., Kaverin D.A. Permafrost data assimilation and reanalysis: computational setup and model validation for Northern European Russia and Eastern Siberia. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020;(4):85–94. <https://doi.org/10.3103/S106837392004007X>
12. Westermann S., Ingeman-Nielsen T., Scheer J., Aalstad K., Aga J., Chaudhary N., Eitzel Müller B., Filhol S., Kääb A., Renette C., Schmidt L.S., Schuler T.V., Zweigel R.B., Martin L., Morard S., Ben-Asher M., Angelopoulos M., Boike J., Groenke B., Miesner F., Nitzbon J., Overduin P., Stuenzi S.M., Langer M. The CryoGrid community model (version 1.0) — a multi-physics toolbox for climate-driven simulations in the terrestrial cryosphere. *Geosci Model Dev*. 2023;16(9):2607–47. <https://doi.org/10.5194/gmd-16-2607-2023>

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-127-139>

УДК 551.326.02



Электронный архив данных о разрывах в ледяном покрове арктических морей

Л.Н. Дымент[✉], Е.Г. Бойкая, А.А. Ершова, К.Г. Кортикова,
В.С. Порубаев, А.А. Чиркова

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия

[✉]ldymant@aari.ru

ЛНД, 0000-0002-3412-922X; ААЕ, 0009-0006-6545-3635; ВСП, 0000-0003-2941-9772

Аннотация. Разрывы в ледяном покрове арктических морей являются потенциальными маршрутами более легкого плавания в зимне-весенний период. В связи с этим климатические и прогностические значения их характеристик весьма востребованы для нужд навигации. До настоящего времени не существовало архива, содержащего данные о разрывах за достаточно продолжительный период времени и в виде, позволяющем рассчитывать такие важные характеристики, как преобладающая ориентация и протяженность разрывов. В статье изложен процесс создания архива данных о разрывах в морском ледяном покрове с использованием метода их автоматической идентификации на снимках видимого и инфракрасного диапазона ИСЗ SuomiNPP и Terra с пространственным разрешением 250–1000 м. Формат представления информации в архиве позволяет определять длину и ориентацию каждого разрыва. Проведена верификация данных созданного архива путем сопоставления значений модальной ориентации и удельной длины разрывов, рассчитанных по данным автоматического и экспертного дешифрирования. Показано, что сформированный архив может быть использован при прогнозировании преобладающей ориентации разрывов для нужд судоходства, а также при определении характеристик разрывов, необходимых для исследования их пространственной и временной изменчивости в контексте изменения климата в Арктике.

Ключевые слова: автоматическое дешифрирование, арктический ледяной покров, модальная ориентация, нарушения сплошности льда, пространственная плотность разрывов, сверточная нейронная сеть, спутниковые снимки арктических морей

Для цитирования: Дымент Л.Н., Бойкая Е.Г., Ершова А.А., Кортикова К.Г., Порубаев В.С., Чиркова А.А. Электронный архив данных о разрывах в ледяном покрове арктических морей. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):127–139. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-127-139>

Поступила 20.01.2026

После переработки 24.02.2026

Принята 03.03.2026

© Авторы, 2026


© Authors, 2026

Electronic archive of data on leads in the Arctic seas

Liudmila N. Dyment[✉], Ekaterina G. Boikaya, Anastasia A. Ershova,
Karina G. Kortikova, Viktor S. Porubaev, Alla A. Chirkova

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

[✉]ldyment@aari.ru

 LND, 0000-0002-3412-922X; AAE, 0009-0006-6545-3635; VSP, 0000-0003-2941-9772

Abstract. Sea ice leads are narrow linear-shaped openings enclosed in ice. They may be covered with nilas or young ice. Climatological values of modal lead orientation and specific lead length are important characteristics for the study of spatial and temporal variability of leads both for needs of navigation in the Arctic and in the context of the Arctic climate change. To calculate climatological lead characteristics, a long-period data archive is required. The main source of observations on leads is satellite imagery. Manual interpretation of leads in satellite images is an extremely labor-intensive process. In 2025, we developed a method for automatic identification of leads retrieved from SuomiNPP infrared satellite images using a convolutional neural network. As a result of image processing with this method, each lead is represented as a polyline and defined by a set of geographic coordinates for the ends of the line segments. This kind of data representation provides calculation of all the main lead characteristics. Using the method, we compiled a data archive on leads in the Laptev and East Siberian Seas for 2012–2025. Data on leads for spring months were derived from visible-range SuomiNPP (for April–May 2012–2025) and Terra (for March–May 2000–2011) images. For this type of images, the model was retrained. The results obtained were verified by comparing the modal orientation and specific length of leads calculated from automatically identified data with those from expert interpretation data. It was found that the difference in modal orientation of leads was minor in a vast majority of cases: the average difference was 7–8°. Differences in the specific lead length were also small, averaging 1–10 m/km². Data on leads in the winter months of 2000–2011 were retrieved from the free available results of processing the MODIS ice surface temperature data by applying the “multiway” algorithm, which is part of our method for automatic identification of leads. Verification of the results obtained in this way showed that the average difference in modal orientation values was 11°. Therefore, using lead data from all the datasets produced will not introduce significant error in the subsequent determination of generalized lead characteristics, provided that differences in the spatial resolution are taken into account. This enables us to aggregate all the datasets produced into a single data archive on leads in the Laptev and East Siberian seas in 2000–2025.

Keywords: automatic interpretation, Arctic sea ice leads, ice convolutional neural network, ice openings, modal orientation, satellite images, spatial density of leads

For citation: Dyment L.N., Boikaya E.G., Ershova A.A., Kortikova K.G., Porubaev V.S., Chirkova A.A. Electronic archive of data on leads in the Arctic seas. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):127–139. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-127-139>

Received 20.01.2026

Revised 24.02.2026

Accepted 03.03.2026

Введение

Морской ледяной покров неоднороден. Одним из его характерных структурных элементов являются разрывы — протяженные пространства открытой воды в виде трещин, разводий и каналов среди сплошного льда. В ходе происходящего в разрывах активного ледообразования они покрываются ниласом или молодым льдом. Разрывы могут простираются на сотни и тысячи километров, при этом их ширина варьирует от нескольких метров до нескольких километров.

Образование разрывов обуславливается процессами деформации растяжения и сдвига ледяного покрова, возникающими вследствие пространственной неравномерности поля скорости дрейфа льда. Последняя обусловлена главным образом

структурой поля атмосферного давления и особенностями распределения суши [1]. При отсутствии существенных изменений анемобарических условий ориентация в пространстве и размеры разрывов могут сохраняться на протяжении синоптического периода (до 10 суток). При возникновении подвижек и деформаций в ледяном покрове, вызванных изменениями поля скорости дрейфа, существующие разрывы могут закрыться в результате сжатия, а в образовавшихся зонах растяжения и сдвига будут формироваться новые разрывы с иными характеристиками.

Данные о разрывах в дрейфующем ледяном покрове представляют большой интерес при навигации в арктических морях, так как они образуют естественные каналы с более легкими ледовыми условиями. Опыт проведения высокоширотных рейсов доказал значительное повышение эффективности плавания при использовании попутных разрывов [2, 3]. В связи с этим неоднократно указывалось на необходимость включения информации о фактической и прогностической модальной ориентации разрывов в гидрометеорологическое обеспечение (ГМО) рейсов в Арктическом бассейне и арктических морях [4, 5]. Особенно эффективно использование разрывов при навигации в зимне-весенний период, когда арктические моря полностью покрываются льдом возрастом от тонкого однолетнего и старше. При этом наибольший интерес представляют крупные разрывы шириной от 200 м, что позволяет осуществлять в них свободное маневрирование судна или каравана. В летние месяцы сплоченность льда в арктических морях понижается, и разрывы как таковые уже не выделяются.

Большой объем исходных данных о разрывах необходим как для проведения исследований пространственной и временной изменчивости их обобщенных характеристик в контексте изменения климата в Арктике, так и для разработки методов прогнозов преобладающей ориентации разрывов для нужд навигации. Источником информации о разрывах в арктическом ледяном покрове служат снимки искусственных спутников Земли (ИСЗ). В связи со значительными размерами самих разрывов предпочтение отдается снимкам оптического диапазона низкого и среднего пространственного разрешения (ПР), позволяющим охватить одновременно значительную по площади акваторию. На таких снимках средние (ширина 200–500 м) и большие (ширина более 500 м) разрывы отображаются в виде темных линий на фоне светлого льда. Дешифрирование разрывов на снимках ИСЗ оптического диапазона вручную является крайне трудоемким процессом. Тем не менее на протяжении нескольких лет в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (АНИИ) проводилось экспертное дешифрирование разрывов на снимках инфракрасного (ИК) диапазона радиометра VIIRS ИСЗ SuomiNPP (ПР 375 м), что позволило создать электронный архив разрывов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. Формат данных архива позволяет рассчитывать ориентацию и протяженность каждого занесенного в него разрыва.

До 2025 г. зарубежными исследователями были разработаны методы автоматического дешифрирования разрывов на снимках ИСЗ Terra с ПР 1000 м [6–8], однако анализ полученных результатов, представленных авторами, выявил их непригодность для получения данных об ориентации и протяженности разрывов [9].

В 2025 г. авторами данной статьи был разработан метод автоматической идентификации разрывов на снимках ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP, позволяющий представлять каждый выделенный на снимке разрыв как отдельный объект — ломаную линию, заданную последовательностью географических координат концов образующих ее отрезков [10]. Таким образом, вид получаемых данных аналогичен резуль-

татам ручного экспертного дешифрирования и позволяет рассчитывать по ним все основные характеристики разрывов. Появление данного метода позволяет в кратчайшие сроки сформировать архив данных о разрывах по снимкам ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP. Кроме того, на основе разработанного алгоритма могут быть созданы методы обработки снимков оптического диапазона других ИСЗ и с другим ПР. Таким образом, появилась реальная возможность значительно увеличить объем имеющейся информации о разрывах в ледяном покрове арктических морей, которая будет востребована для ГМО круглогодичных рейсов по трассе Северного морского пути.

Формирование архива данных о разрывах за 2012–2025 гг.

Для формирования электронного архива использовались снимки ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP за январь–март 2012–2025 гг. и ноябрь–декабрь 2012–2024 гг. по акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, полученные ААНИИ с помощью спутниковой наземной станции Российской научной экспедиции на архипелаге Шпицберген. При наличии за одну дату нескольких снимков одной и той же акватории из них отбирался один наиболее информативный, т. е. с наибольшей площадью моря, свободной от плотной облачности и, как следствие, доступной для дешифрирования разрывов. Всего за указанные периоды было отобрано около 4000 снимков, на которых была проведена автоматическая идентификация разрывов при помощи ранее разработанного метода [10]. Поскольку полоса обзора ИСЗ SuomiNPP превышает размер акватории одного моря, на снимках моря Лаптевых присутствует часть акватории Восточно-Сибирского моря и наоборот. Для предотвращения дублирования информации о разрывах в зоне, расположенной на границе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, перед занесением в архив данные проверялись на уникальность.

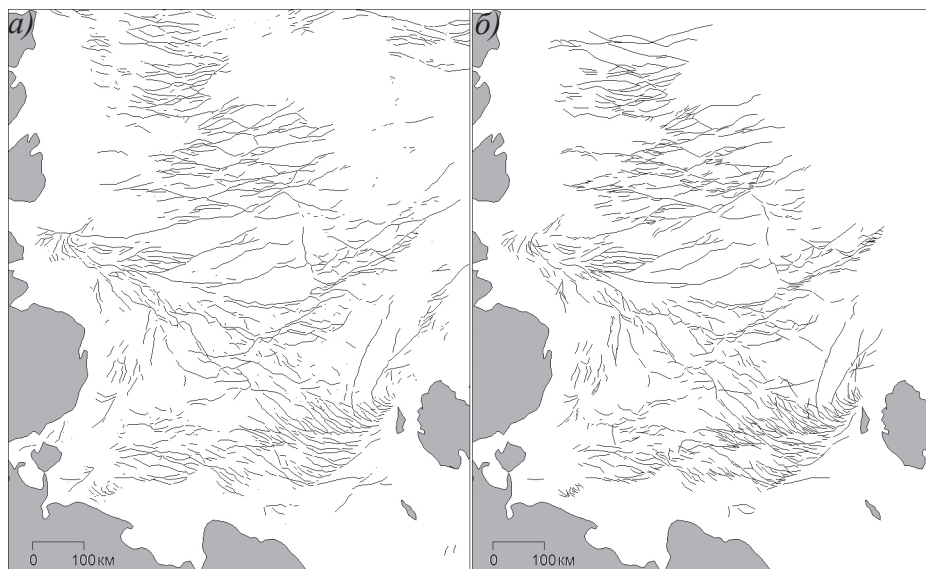


Рис.1. Результаты автоматического (а) и экспертного (б) дешифрирования разрывов в море Лаптевых на снимке, полученном с ИСЗ SuomiNPP 3 января 2024 г.

Fig. 1. Results of automatic (a) and expert (b) interpretation of leads in the Laptev Sea in SuomiNPP image on January 3, 2024

Выборочная визуализация полученных результатов и данных за соответствующие даты из электронного архива ААНИИ, сформированного в ходе ручного дешифрирования, показала совпадение в расположении и ориентации подавляющего большинства разрывов. Пример данных о разрывах, полученных при автоматическом и экспертном дешифрировании снимка ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP, представлен на рис. 1.

Поскольку основное предназначение создаваемого архива заключается в определении характеристик разрывов, для проверки данных, полученных путем автоматической идентификации разрывов, по ним были рассчитаны значения модальной ориентации α_a и удельной длины разрывов l_a (суммарная протяженность разрывов на 1 км²) по квадратам сетки 100×100 км на акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Значения характеристик α_a и l_a были сопоставлены с соответствующими значениями, рассчитанными по данным ручного дешифрирования (α_p и l_p). При расчете использовались все данные за январь–март и ноябрь–декабрь 2018–2025 гг., имеющиеся в электронном архиве разрывов ААНИИ, что соответствовало информации о разрывах за 449 дней и являлось результатом экспертного дешифрирования почти 700 снимков. Для каждого i -го квадрата, обеспеченного данными, рассчитывались различия в значениях модальной ориентации $\Delta\alpha_i = |\alpha_{pi} - \alpha_{ai}|$ и удельной длины разрывов $\Delta l_i = l_{pi} - l_{ai}$. Общее количество квадратов, по которым проводилось сопоставление, равнялось 23125.

В результате проведенного расчета было установлено, что среднее значение различий модальной ориентации разрывов $\overline{\Delta\alpha}$ составляет 8°, а удельной длины $\overline{\Delta l}$ — 1,0 м/км². Если среднее квадратическое отклонение (СКО) различий модальной ориентации невелико и составляет 9,2°, то СКО различий удельной длины значительно выше: 22,3 м/км².

На рис. 2 приведен график функции распределения различий в удельной длине разрывов Δl_i . Как видно из графика, при автоматической идентификации разрывов значительное занижение удельной длины разрывов (более чем на 30 м/км²) происходит менее чем в 10 % случаев.

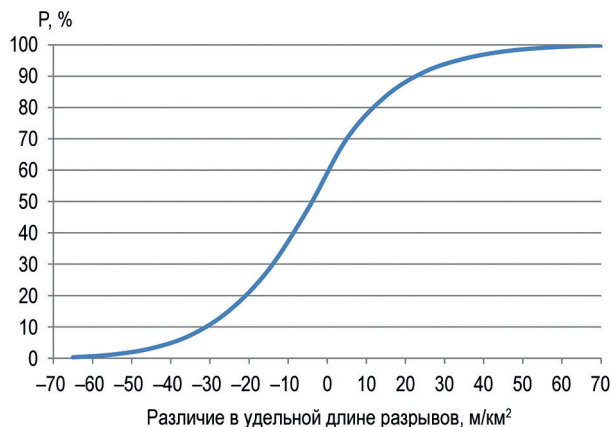


Рис. 2. Функция распределения различий в значениях удельной длины разрывов, рассчитанных по данным экспертного и автоматического дешифрирования снимков ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP

Fig. 2. Distribution function of differences in value of specific lead length calculated from expert interpretation and automatic interpretation of the SuomiNPP images in the infrared range

Отрицательные значения на оси абсцисс (см. рис. 2) соответствуют превышению количества разрывов, идентифицированных автоматически, над количеством, полученным по данным ручного дешифрирования. Как было установлено, данные случаи свидетельствуют не об ошибочной работе алгоритма [10], а о ситуациях, когда эксперт выделил не все имеющиеся разрывы в рассматриваемом квадрате. Пропуски разрывов экспертом в основном обусловлены тем, что при формировании архива ААНИИ стояла задача определения преобладающей ориентации разрывов в квадратах сетки, поэтому при наличии большого количества параллельно идущих разрывов эксперт дешифрировал не все разрывы, а лишь их часть.

Значения удельной длины разрывов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, рассчитанные по всем данным архива ААНИИ при осреднении по квадратам 100×100 км, варьируют от 10 до 188 м/км^2 . Среднее значение удельной длины составляет 40 м/км^2 , а ее СКО — $24,4 \text{ м/км}^2$. В связи с этим в качестве критерия «успешной автоматической идентификации разрывов» нами было принято различие между значениями удельной длины разрывов, рассчитанными по данным автоматического и ручного дешифрирования, равное 10 м/км^2 , т. е. менее 0,5 СКО. Доля случаев, когда при использовании данных автоматического дешифрирования различия в определении удельной длины разрывов Δl_i не превышают 10 м/км^2 , составляет более 70 % (см. рис. 2).

При температуре воздуха выше $-6 \text{ }^\circ\text{C}$ качество дешифрирования ледяного покрова по снимкам ИК-диапазона при наличии даже легкой облачности существенно ухудшается [11]. В связи с этим нами было принято решение для идентификации разрывов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском в весенние месяцы (апрель–май) использовать снимки как ИК, так и видимого диапазона. Чтобы иметь возможность осуществлять автоматическое дешифрирование разрывов на снимках видимого диапазона спутника SuomiNPP, потребовалось переобучить нейросетевую модель, входящую в состав метода автоматической идентификации разрывов [10]. Для этого нами был создан новый обучающий набор данных, представляющий собой результаты ручного дешифрирования 30 снимков видимого диапазона ИСЗ SuomiNPP. Разработка модели производилась с использованием сверточной нейронной сети (U-net) аналогично разработке модели для снимков ИК-диапазона [10]. Для оценки качества сегментации использовались коэффициент Жаккара (IoU) и коэффициент Соренсена–Дайса (Dice Coefficient), которые на тестовой выборке составили: $\text{IoU} = 0,75$, $\text{Dice Coefficient} = 0,89$.

Верификация метода автоматической идентификации разрывов на снимках видимого диапазона ИСЗ SuomiNPP также проводилась путем расчета модальной ориентации и удельной длины разрывов, осредненных по квадратам 100×100 км, по данным автоматического и экспертного дешифрирования и сопоставления полученных результатов. В расчете использовались данные, полученные в ходе ручного дешифрирования разрывов в ледяном покрове морей Лаптевых и Восточно-Сибирского на 20 снимках SuomiNPP видимого диапазона. Общее число квадратов, по которым проводилось сопоставление, равнялось 450. В среднем значение различий в модальной ориентации разрывов $\overline{\Delta\alpha}$ составило 8° при СКО, равном $8,5^\circ$, а в значениях удельной длины разрывов $\overline{\Delta l}$ — $9,7 \text{ м/км}^2$ при СКО, равном $11,9 \text{ м/км}^2$. По сравнению с соответствующими величинами, полученными при верификации данных автоматического дешифрирования снимков ИК-диапазона, различия в определении

модальной ориентации принимают практически те же значения, а в определении удельной длины изменились. Увеличение средней величины различий в значениях удельной длины разрывов, рассчитанных по данным автоматического и экспертного дешифрирования, при уменьшении ее СКО связано с тем, что ручное дешифрирование снимков видимого диапазона, используемых для проверки, проводилось более тщательно, т. к. его цель состояла именно в верификации результатов автоматической идентификации разрывов. Случаи пропуска разрывов экспертом встречались крайне редко. Таким образом, при автоматическом дешифрировании разрывов происходит некоторое занижение их удельной длины, что мы отмечали ранее [10].

Формирование архива данных о разрывах за март–май 2000–2011 гг.

Спутник SuomiNPP начал свою работу в 2012 г. Для получения данных о разрывах за более ранний период можно использовать архивные снимки спектрорадиометра MODIS спутника Terra, имеющиеся в свободном доступе [12]. В видимом диапазоне ПР снимков MODIS составляет 250 м, однако возможность использовать эти снимки для арктических морей наступает только с марта, когда заканчивается период полярной ночи. Из архива спутниковых снимков Terra нами было получено 1443 снимка акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского за март–май 2000–2011 гг.

Для автоматического дешифрирования разрывов на снимках видимого диапазона спутника Terra также потребовалось создание соответствующего обучающего набора данных и переобучение модели. Обучающий набор данных был сформирован в ходе ручного дешифрирования разрывов на снимках морей Лаптевых и Восточно-Сибирского за март–апрель 2000–2024 гг. Модель, разработанная для обработки снимков видимого диапазона ИСЗ Terra, показала на тестовой выборке значения метрик $IoU = 0,66$, $Dice\ Coefficient = 0,71$.

Верификация данных о разрывах, полученных при автоматическом дешифрировании снимков видимого диапазона ИСЗ Terra, проводилась аналогично данным со снимков ИСЗ SuomiNPP. Расчет модальной ориентации и удельной длины разрывов проводился в 649 квадратах, обеспеченных данными при выполнении ручного дешифрирования разрывов на 17 снимках видимого диапазона ИСЗ Terra морей Лаптевых и Восточно-Сибирского за март–апрель 2000–2024 гг. Среднее значение различий в модальной ориентации разрывов $\overline{\Delta\alpha}$ составило 7° при СКО, равном $7,1^\circ$, а в удельной длине разрывов $\overline{\Delta l}$ — $1,5\text{ м/км}^2$ при СКО, равном $8,5\text{ м/км}^2$.

Формирование архива данных о разрывах за январь–февраль и ноябрь–декабрь 2000–2011 гг.

Снимки спектрорадиометра MODIS с ИСЗ Terra в ИК-диапазоне, позволяющие получать данные по арктическим морям в темное время года (ноябрь–февраль), имеют ПР 1000 м. Сопоставлять абсолютные значения суммарной протяженности разрывов, полученной по данным снимков с ПР 375 м и 1 км, некорректно. Однако, согласно ранее проведенным исследованиям [13], преобладающая ориентация разрывов не зависит от ПР снимка. Следовательно, для расчета модальной ориентации могут быть использованы данные о разрывах, полученные со снимков с ПР 1000 м.

С учетом того, что спутник Terra в этом году прекращает свою работу, было принято решение не создавать модель для снимков ИК-диапазона этого ИСЗ. Для пополнения архива за ноябрь–февраль 2000–2011 гг. была использована информа-

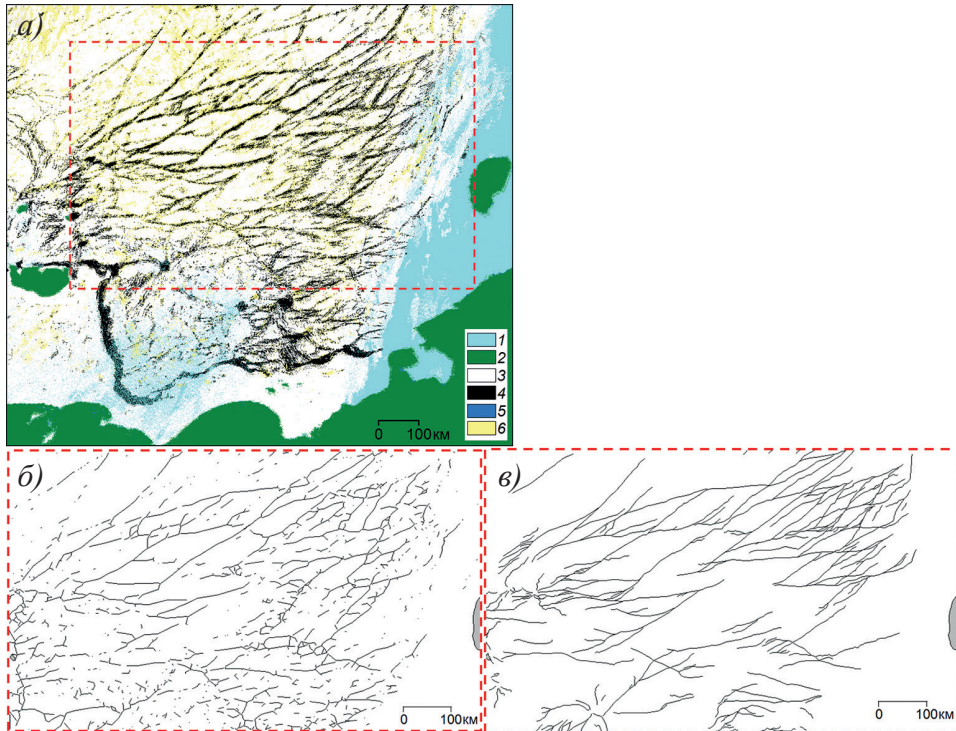


Рис. 3. Разрывы в ледяном покрове Восточно-Сибирского моря 20.02.2019.

a — визуализация данных [6]; *б* — данные [6] после скелетизации и обработки алгоритмом «ветвления»; *в* — результаты экспертного дешифрирования снимка ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP. 1 — облака; 2 — суша; 3 — морской лед; 4 — разрывы; 5 — вода; 6 — артефакты

Fig. 3. Leads in the East-Siberian Sea ice cover on February 20, 2019.

a — data [6] visualization; *б* — data [6] after skeleting and processing by the “multiway” algorithm; *в* — results of expert manual interpretation of SuomiNPP image in the infrared range. 1 — clouds; 2 — land; 3 — sea ice; 4 — leads; 5 — water; 6 — artefacts

ция о разрывах, полученная из находящихся в свободном доступе данных о типе подстилающей поверхности в Северном Ледовитом океане [6] за соответствующие периоды. Данные [6] были сформированы с помощью алгоритма автоматической идентификации разрывов, разработанного коллективом авторов [14]. Алгоритм [14] использует массивы данных температуры поверхности льда, которая вычисляется по данным ИК-диапазона спектрорадиометра MODIS (продукт MOD29/MYD29) ИСЗ Terra/Aqua. В результате работы алгоритма в узлах сетки с шагом 1 км, охватывающей весь Северный Ледовитый океан, устанавливаются значения ключа. Ключ принимает одно из шести возможных значений, обозначающее облака, сушу, морской лед, разрывы, открытую воду или артефакты. Такое представление данных позволяет визуализировать изображение ледяного покрова с обнаруженными разрывами, но не позволяет определить характеристики каждого разрыва как отдельного объекта (рис. 3а). Визуализация данных, получаемых по этому алгоритму, и сопоставление их с результатами экспертного дешифрирования разрывов из

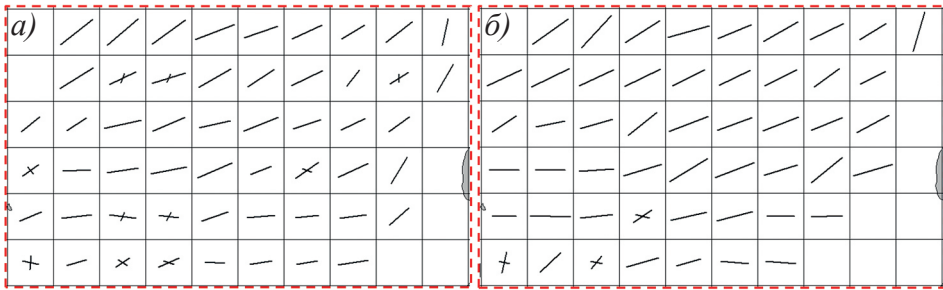


Рис. 4. Модальная ориентация разрывов 20.02.2019, рассчитанная по квадратам сетки 100×100 км: *a* — по данным [6] после скелетизации и обработки алгоритмом «ветвления»; *б* — по данным экспертного дешифрирования снимка ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP

Fig. 4. Modal orientation of leads averaged in grid squares 100×100 km on February 20, 2019: *a* — calculated from data [6] after skeleting and processing by the “multiway” algorithm; *б* — calculated from expert interpretation of SuomiNPP image in the infrared range

архива ААНИИ показали хорошее распознавание разрывов при наличии легкой облачности и совпадение в ориентации наиболее крупных систем разрывов на акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирском за исключением зон, расположенных вблизи границы припая [9].

По данным типа подстилающей поверхности [6] были построены бинарные маски разрывов, созданные путем визуализации узлов сетки со значением ключа «разрыв». Далее для корректной работы алгоритма скелетизации к изображению применялась комбинация трех фильтров: Vox Blur, Гауссовского и медианного — и приведение вновь к бинарному виду по пороговому значению яркости. Данное преобразование позволяет объединить близко расположенные точки, относящиеся к разрывам, в полигоны и исключить шум типа «соль и перец», возникающий из-за одиночных пикселей со значением ключа «разрыв». Полученные бинарные изображения с полигонами обрабатывались по алгоритму «ветвления», входящему в состав метода автоматической идентификации разрывов [10]. В качестве примера на рис. 3б представлены разрывы, полученные после обработки фрагмента снимка (см. рис. 3а) вышеизложенным способом, а на рис. 3в для сравнения — результаты экспертного дешифрирования разрывов на снимке ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP за ту же дату по данным электронного архива ААНИИ.

Информация с разных ИСЗ может различаться не только ПР, но и временем совершения съемки в течение суток. Тем не менее, несмотря на некоторые различия в протяженности и плотности расположения разрывов в пространстве (см. рис. 3), модальная ориентация разрывов при осреднении по квадратам сетки принимает близкие значения. На рис. 4 модальная ориентация представлена ориентированными отрезками, длина которых пропорциональна обеспеченности модального интервала, характеризующей степень устойчивости преобладающего направления разрывов. При двумодальном распределении ориентации разрывов в квадрате на рисунке указываются оба модальных направления (см. рис. 4).

Для верификации такого способа получения данных использовалась информация о разрывах в ледяном покрове морей Лаптевых и Восточно-Сибирского за 35 дат в период январь–февраль 2018–2022 гг., имевшаяся в электронном архиве ААНИИ.

По квадратам 100×100 км, расположенным вне зон границы припая, были рассчитаны значения модальной ориентации разрывов по сформированным нами данным и по данным экспертного дешифрирования разрывов на снимках ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP. Всего в расчете участвовало 926 квадратов. Среднее значение различий в модальной ориентации $\Delta\alpha$ составило 11° при СКО $12,0^\circ$. Сопоставление значений удельной длины разрывов не проводилось из-за значительной разницы в ПР используемых снимков ИК-диапазона: 1000 м у ИСЗ Terra и 375 м у ИСЗ SuomiNPP.

Обсуждение результатов

Проведенная верификация всех видов данных о разрывах, которые использовались при формировании архива, показала, что значения модальной ориентации разрывов, рассчитанные по данным ручного и автоматического дешифрирования, в подавляющем большинстве случаев различаются незначительно. Опыт гидрометеорологического обеспечения высокоширотных плаваний позволил установить, что разрывы, направление которых отличается от генерального курса судна менее чем на 30° , могут считаться попутными и использоваться судоводителями [3]. В связи с этим среднее различие в определении модальной ориентации разрывов $\Delta\alpha$ ($7-11^\circ$ в зависимости от вида спутниковых данных) можно считать вполне допустимым. По результатам расчетов было установлено, что различие, не превышающее 30° , между значениями модальной ориентации разрывов, полученных по данным автоматического и экспертного дешифрирования, наблюдается в 98 % случаев при использовании снимков ИК-диапазона ИСЗ SuomiNPP и в 99 % при использовании снимков видимого диапазона ИСЗ SuomiNPP и Terra. Несколько ниже эта величина при расчете значений ориентации разрывов по спутниковым данным с ПР 1000 м (ИК-диапазон ИСЗ Terra) и составляет 92 %.

Как уже упоминалось ранее, различия в ПР спутниковой информации не оказывают существенного влияния на получаемое значение преобладающей ориентации разрывов, поэтому при исследовании пространственной и временной изменчивости этой характеристики можно объединять все полученные данные о разрывах в один архив.

Полученная в ходе верификации средняя величина различия значений удельной длины разрывов $\overline{\Delta l}$ позволяет считать вполне достоверным значение этой характеристики при расчете по данным, полученным с помощью разработанного нами метода автоматической идентификации разрывов. При расчете обобщенных значений плотности разрывов, требующих объединения данных от разных источников, отличие ПР снимков видимого диапазона ИСЗ Terra (250 м) от ПР снимков ИСЗ SuomiNPP (375 м) может быть учтено путем применения поправочного коэффициента, приведенного в работе [13].

К значениям плотности разрывов, рассчитанным по информации из архива, основанной на данных MODIS с ПР 1000 м, следует относиться с осторожностью. Необходимо быть уверенным, что в анализируемую акваторию не включена зона заприпайных полыней и раздробленности льда.

Таким образом, при учете указанных выше ограничений, использование созданного электронного архива данных не внесет существенной погрешности при последующем определении обобщенных характеристик ориентации и плотности разрывов.

Заключение

С помощью метода автоматического дешифрирования разрывов на снимках оптического диапазона ИСЗ создан архив данных о разрывах в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском за январь–май и ноябрь–декабрь 2000–2025 гг. Результаты автоматического дешифрирования представляются в таком же виде, как и в архиве данных о разрывах, созданном ранее в ААНИИ по материалам ручного экспертного дешифрирования снимков ИСЗ, т. е. позволяют рассчитывать ориентацию и протяженность каждого отдельного разрыва.

По сравнению с архивом ААНИИ количество снимков ледяного покрова обеих морей, по которым проводилась идентификация разрывов, увеличилось более чем в 7 раз и достигло 6000. В дальнейшем будет производиться постоянное пополнение архива новыми данными о разрывах в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском по спутниковой информации VIIRS ИСЗ SuomiNPP, которая в настоящее время принимается и обрабатывается в ААНИИ.

Разработанные нейросетевые модели для дешифрирования разрывов на разных видах спутниковых снимков будут применены для создания аналогичных архивов данных о разрывах в ледяном покрове других арктических морей. Кроме того, отработанная методика автоматического дешифрирования разрывов при необходимости даст возможность распространить ее на снимки других ИСЗ, в том числе и отечественных.

Полученный длинный ряд данных о разрывах в ледяном покрове морей Российской Арктики позволит рассчитать характеристики разрывов, проанализировать закономерности их пространственной и временной изменчивости, выявить сезонную цикличность, межгодовые тренды и возможные изменения, связанные с климатическими колебаниями. Полученные данные могут быть использованы в оперативной и прогностической работе по обеспечению судов информацией о преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове морей Лаптевых и Восточно-Сибирском.

Доступность данных. Фрагмент архива данных о разрывах, полученного по результатам автоматического дешифрирования разрывов на спутниковых снимках VIIRS ИСЗ SuomiNPP за ледовый сезон с ноября 2024 г. по май 2025 г. и MODIS ИСЗ Terra за весенние месяцы с марта по май 2010 г., находится в открытом доступе на сайте Мирового центра данных по морскому льду ФГБУ ААНИИ (МЦД МЛ ААНИИ) по адресу: http://wdc.aari.ru/projects/grant_25-27-00008/.

Конфликт интересов. Авторы не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-27-00008, <https://rscf.ru/project/25-27-00008/>.

Data availability statement. A fragment of the data archive on leads, resulting from automatic interpretation of leads in VIIRS (SuomiNPP) satellite images for the ice season from November 2024 to May, 2025, and MODIS (Terra) satellite images for the spring months from March to May, 2010, is openly available in the AARI World Data Centre on Sea Ice (AARI WDC Sea-Ice) website at http://wdc.aari.ru/projects/grant_25-27-00008/.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. The research was funded by Russian Science Foundation, grant number 25-27-00008, <https://rscf.ru/project/25-27-00008/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Лосев С.М. К вопросу о причинах нарушения сплошности морского ледяного покрова в зимний период. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1986;62:110–116.
Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Losev S.M. On the causes of sea ice cover discontinuities in winter season. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Arctic and Antarctic Research*. 1986;62:110–116. (In Russ.).
2. Фролов С.В. Влияние ориентации нарушений сплошности льда на эффективность движения судов в Арктическом бассейне в летний период. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013;3:35–45.
Frolov S.V. Impact of orientation of ice discontinuities on the efficiency of ship traffic in the Arctic basin in summer. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Arctic and Antarctic Research*. 2013;3(97):35–45. (In Russ.).
3. Фролов С.В., Клячкин С.В. Учет влияния ориентации разрывов в ледяном покрове на скорость движения судна во льдах. *Труды ААНИИ*. 2001;443:103–111.
Frolov S.V., Kliachkin S.V. Accounting for the impact of orientation of leads in sea ice cover on the speed of ship movement in ice. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta = Transactions of AARI*. 2001;443:103–111. (In Russ.).
4. Фролов С.В., Юлин А.В. Специализированное гидрометеорологическое обеспечение высокоширотных рейсов НЭС «Академик Федоров» в 2000, 2004–2005 гг. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007;1(75):128–139.
Frolov S.V., Yulin A.V. Specialized hydrometeorological providing for high latitude voyages of RV “Akademik Fedorov” in 2000, 2004–2005 years. *Problemy Arktiki i Antarktiki = Arctic and Antarctic Research*. 2007;1(75):128–139. (In Russ.).
5. Лосев С.М., Горбунов Ю.А. Диагностика и среднесрочный прогноз нарушений сплошности морского ледяного покрова. *Труды ААНИИ*. 1998;438:13–25.
Losev S.M., Gorbunov Yu.A. Diagnostics and medium-range forecast of sea ice cover discontinuities. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta = Transactions of AARI*. 1998;438:13–25. (In Russ.).
6. Willmes S., Heinemann G., Reiser F. ArcLeads: Daily sea-ice lead maps for the Arctic, 2002–2021, NOV-APR [dataset]. *PANGAEA*; 2023. Available at: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.955561> (accessed 30.11.2025).
7. Hoffman J.P., Ackerman S.A., Liu Y., Key J.R. The detection and characterization of arctic sea ice leads with satellite imagers. *Remote Sensing*. 2019;11(5):521. <https://doi.org/10.3390/rs11050521>
8. Hoffman J.P., Ackerman S.A., Liu Y., Key J.R., McConnell I.L. VIIRS Sea ice leads detections using a U-Net [dataset]. Dryad; 2022. Available at: <https://doi.org/10.5061/dryad.1vhmgqwd> (accessed 30.11.2025).
9. Дымент Л.Н., Ершова А.А., Бойкая Е.Г., Кортикова К.Г. Проблема автоматического дешифрирования разрывов в морском ледяном покрове по спутниковым снимкам. *Исследование Земли из космоса*. 2025;4:52–61. <https://doi.org/10.7868/S3034540525040046>
Dyment L.N., Ershova A.A., Boikaya E.G., Kortikova K.G. The problem of automatic identification of leads in the sea ice cover from satellite images. *Issledovaniya Zemli iz kosmosa = Earth Research from Space*. 2025;4:52–61. (In Russ.). <https://doi.org/10.7868/S3034540525040046>
10. Бойкая Е.Г., Кортикова К.Г., Дымент Л.Н., Ершова А.А. Автоматическая идентификация разрывов в морском ледяном покрове по снимкам спутника SuomiNPP. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2025;22(6):43–51. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2025-22-6-43-51>

- Boikaya E.G., Kortikova K.G., Dymant L.N., Ershova A.A. Automatic identification of sea ice leads from SuomiNPP satellite images. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa = Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space*. 2025;22(6):43–51. (In Russ.). <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2025-22-6-43-51>
11. Смирнов В.Г. (ред.). *Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей*. СПб.: ААНИИ; 2011. 240 с.
 12. NASA's Earth Science Data and Information System (ESDIS) Worldview mapping application. NASA Worldview. Available at: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/> (accessed 04.12.2025).
 13. Дымент Л.Н., Аксенов П.В., Лосев С.М., Порубаев В.С. Влияние пространственного разрешения снимков ИСЗ на получаемые значения характеристик разрывов в ледяном покрове арктических морей. *Исследование Земли из космоса*. 2021;3:81–86. <https://doi.org/10.31857/S0205961421030039>
Dymant L.N., Aksenov P.V., Losev S.M., Porubaev V.S. Influence of the spatial resolution of satellite images on the obtained values of the characteristics of leads in the ice cover of the Arctic seas. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021;57(9):1081–1086. <https://doi.org/10.1134/S0001433821090462>
 14. Reiser F., Willmes S., Heinemann G. A new algorithm for daily sea ice lead identification in the Arctic and Antarctic winter from thermal-infrared satellite imagery. *Remote Sensing*. 2020;12(12):1957. <https://doi.org/10.3390/rs12121957>

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ ECOLOGY, BIOCEENOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-140-152>

УДК 598.2: 911.5 (984)



Динамика численности и пространственного размещения гнездящихся птиц на фоне реконструкции российского поселка Баренцбург (архипелаг Шпицберген)

Н.В. Лебедева✉

Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

✉ lebedeva@mmbi.info

НВЛ, 0000-0003-3545-753X

Аннотация. В связи с активной деятельностью человека и развитием поселений в Арктике происходит вмешательство в функционирование природных экосистем, что оказывает влияние на птиц. Исследование посвящено изучению гнездования 6 видов птиц в российском поселке Баренцбург (арх. Шпицберген) в XXI в. Реконструкция поселка, проводимая с 2010 г., повлияла на распределение бургомистра, моевки и пуночки в гнездовой период. Численность бургомистра остается стабильной. Этот вид успешно гнездится на крышах зданий разной этажности. В 2025 г. обнаружено перемещение субколонии бургомистра, размещавшейся ранее на коммуникационном коробе, в индустриальное местообитание. Все субколонии моевки на зданиях в центре поселка исчезли после реконструкции и сноса части строений. Сформировалась одна крупная колония на здании ТЭЦ на окраине Баренцбурга. В последнем десятилетии произошло быстрое вселение чистика непосредственно в поселок. Отмечено его гнездование на портовом кране и трех зданиях, на одном из них этот вид сформировал колонию, вытеснив пуночку, которая гнездилась в вентиляционных нишах. Колония полярной крачки в районе вертолетной площадки сменила локализацию, переместившись на крыши зданий, увеличив свою численность с 2001 по 2025 г. в три раза. Численность пуночки в поселке уменьшилась на треть, что связано с обшивкой кирпичных зданий панелями и сайдингом, сносом коммуникационных коробов, ликвидацией подсобного хозяйства, конкуренцией за места гнездования с чистиком. Таким образом, в XXI в. произошли изменения в численности и особенностях гнездования у большинства изученных видов.

Ключевые слова: гнездование арктических птиц, динамика численности, реконструкция поселка, Баренцбург, Шпицберген

Для цитирования: Лебедева Н.В. Динамика численности и пространственного размещения гнездящихся птиц на фоне реконструкции российского поселка Баренцбург (архипелаг Шпицберген). *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):140–152. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-140-152>

Поступила 09.10.2025

После переработки 15.11.2025

Принята 09.12.2025

© Авторы, 2026


© Authors, 2026

Dynamics of the number and spatial distribution of nesting birds during the reconstruction of the Russian settlement of Barentsburg (Spitsbergen archipelago)

Natalia V. Lebedeva✉

Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

✉lebedeva@mmbi.info

 NVL, 0000-0003-3545-753X

Abstract. Human activity and settlement development in the high Arctic impact the functioning of natural ecosystems, including bird ecology. The study examines the nesting dynamics of six bird species in the Russian settlement of Barentsburg (Spitsbergen archipelago) in the 21st century. The settlement reconstruction, carried out since 2010, has affected the distribution of glaucous gulls, black-legged kittiwakes and snow buntings. In Barentsburg, the glaucous gull breeds successfully on the roofs of buildings with varying numbers of storeys. A subcolony of this species relocated to an industrial habitat (the retaining wall of a coal yard) in 2025. This was due to the dismantling of a utility box where 2–4 pairs of glaucous gulls had been recorded nesting annually for many years. Several black-legged kittiwake subcolonies on some buildings in the center of the settlement disappeared after reconstruction. One large colony (280 pairs) formed on a thermal power plant building on the outskirts of the settlement. This is due to the demolition and reconstruction of some buildings, as well as measures that prevented nesting on windowsills. The snow bunting population has decreased by a third in the settlement: from 40–50 pairs in 2004 to 25–35 pairs in 2025. This is due to the cladding of brick buildings with panels and siding, the closing of ventilation niches, the liquidation of subsidiary farms, the demolition of utility boxes, and competition with common guillemots for nesting niches on buildings. The Arctic tern colony near the helipad area has changed its location, moving entirely to the rooftops of buildings, increasing its population from 20 pairs in 2001 to 60 pairs in 2025. Nesting on tall buildings and structures allows them to avoid predation by Arctic foxes. A rapid expansion of common guillemots into industrial and residential habitats has occurred in the last decade: from 3–4 pairs in 2016 to 13–14 pairs in 2025. The common guillemot has completely displaced the snow bunting on one of the buildings and formed a nesting colony of 8 pairs. This likely occurred due to an influx of individuals from the cliff colony closest to the settlement, where the numbers of this species had declined. This event is not related to the settlement's reconstruction. Nesting of the ringed plover has been recorded directly on the helipad. Thus, in the 21st century, changes have occurred in the numbers and nesting patterns of most of the species studied due to both the peculiarities of the reconstruction of buildings and structures and other factors.

Keywords: Arctic nesting birds, population dynamics, settlement reconstruction, Barentsburg, Spitsbergen

For citation: Lebedeva N.V. Dynamics of the number and spatial distribution of nesting birds during the reconstruction of the Russian settlement of Barentsburg (Spitsbergen archipelago). *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):140–152. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-140-152>

Received 09.10.2025

Revised 15.11.2025

Accepted 09.12.2025

Введение

В связи с активной деятельностью человека и развитием поселений в высокоширотной Арктике происходит вмешательство в функционирование природных экосистем. Важнейшим фактором для птиц, осваивающих антропогенные ландшафты, является возможность устраивать гнезда в период размножения с использованием подходящих структурных элементов и доступных кормовых ресурсов. Разные виды специфически реагируют на изменения в их среде обитания, используя новые гнездовые станции. На архипелагах Арктики видовой спектр гнездящихся видов небольшой.

Так, на Шпицбергене гнездование достоверно подтверждено для 45 видов птиц, из них лишь 30 гнездятся регулярно [1]. В пос. Баренцбург и его окрестностях отмечены на гнездовании 14 видов птиц [2–8]. Несколько видов гнездятся непосредственно на территории поселка, используя искусственные элементы ландшафта. В течение последних лет их состав расширяется, меняются особенности использования структурных элементов антропогенных местообитаний. Некоторые тенденции стали активно проявляться в последнее десятилетие после начала реконструкции поселка.

Цель данного исследования — выявить тренды динамики численности гнездящихся птиц, появление новых видов и форм гнездования на селитебных элементах ландшафта на фоне реконструкции пос. Баренцбург (арх. Шпицберген).

Место исследования, материал и методы

Российский пос. Баренцбург находится на о. Западный Шпицберген, самом крупном острове арх. Шпицберген, на берегу Грэн-фьорда (78°04' с. ш. 14°13' в. д.). Субарктический климат острова определяется теплым течением Гольфстрим, проходящим вдоль западного берега архипелага. Среднегодовая температура, по многолетним данным, в аэропорту пос. Лонгйир, расположенном в 55 км от Баренцбурга, составляла в 1961–1990 гг. –6,7 °С и в 1981–2010 гг. — –4,6 °С [9]. По данным Мурманского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Мурманское УГМС), средняя температура июля в 1961–1990 гг. была 5,5 °С, в 2001–2025 гг. — 6,8 °С. Средняя дата устойчивого перехода температуры через 0 °С в сторону положительных значений в XX в. приходилась на 5 июня [10], а в 2001–2024 гг. — на 29 мая, по данным Мурманского УГМС. В целом температура воздуха на архипелаге за последние 4–5 десятилетий повысилась на 3–5 °С, прогнозируется продолжение потепления в ближайшие десятилетия [9, 11].

Баренцбург, появившийся на берегу Грэн-фьорда около 100 лет назад, имеет развитую инфраструктуру в связи с функционированием на его территории шахты по добыче угля, грузового порта, вертолетной площадки, вспомогательных учреждений, научных организаций, развитием туризма, наличием постоянно проживающего населения. В начале 2000-х гг. его спецификой являлось наличие 2–4-этажных кирпичных зданий, построенных в едином стиле, а также одно- и двухэтажных деревянных строений различного назначения, в том числе зданий подсобного хозяйства (курятник, коровник, свинарник, теплица), коммуникационных коробов с деревянной обшивкой, столбов не функционирующей в настоящее время электросети, закрепленных крупными камнями и деревянными ограждениями. К 2010 г. многим зданиям и коммуникациям потребовался ремонт, изменились некоторые виды хозяйственной деятельности, в связи с чем началась последовательная реконструкция поселка. Так, к 2015 г. перестало функционировать подсобное хозяйство в связи его нерентабельностью и снижением численности постоянно проживающего населения. Несколько кирпичных зданий, в частности здание школы, были сохранены в первоначальном стиле; часть кирпичных зданий обшита гладкими стеновыми панелями или сайдингом, некоторые деревянные и кирпичные строения, коммуникации разобраны. Выполнены работы по сбору и переработке мусора: закрыт доступ к мусорным контейнерам для животных. Построена хаски-ферма для содержания ездовых собак. Эти работы продолжаются в настоящее время. Облик поселка изменился с начала реконструкции (рис. 1).



Рис. 1. Вид на Баренцбург с г. Биколлен: а — 11.07.2011; б — 09.07.2025.

Здесь и далее: фото Н.В. Лебедевой

Fig. 1. View of Barentsburg from mt. Bykollen: а — 11.07.2011; б — 09.07.2025.

From here on: photo by N.V. Lebedeva

Наблюдения гнездящихся птиц на территории пос. Баренцбург проводили в 2004–2025 гг. в разные месяцы: март–апрель (2014, 2016, 2018 гг.), июнь–август (2004, 2011–2013, 2018, 2019, 2025 гг.) и сентябрь (2017 г.). Для регистрации отдельных встреч и видов птиц в разные годы использовали камеры Nikon COOLPIX S50с, SONY DSC-HX400, Cannon SX70nl. Для выявления и наблюдений гнездования некоторых видов устанавливали фотоловушки, которые регистрировали активность птиц и происходящие вокруг гнезд события. При срабатывании детектора движения фотоловушки BG-530SM и Филин Mini 303 выполняли 3–4 фото и видео (30 с) и 1 фото с качеством 5 М Pixel и видео (15 с) с разрешением full HD соответственно. Объем проанализированных данных для пуночки и обыкновенного чистика составил 23 и 9 фотоловушек / суток наблюдений, в том числе 329 и 202 видеоролика, 1122 и 202 фото соответственно.

Результаты и обсуждение

В селитебных местообитаниях поселка Баренцбург в настоящее время гнездятся 6 видов птиц (табл.).

Детальные сведения о динамике численности, особенностях гнездования и причинах их изменений приведены ниже.

Галстучник — обычный гнездящийся вид на побережье Грэн-фьорда [7]. Как известно, этот вид гнездится на участках, полностью или частично лишенных растительного покрова, возникших в результате естественных процессов и антропогенного воздействия [12–14]. В районе Баренцбурга использует вертолетную площадку в качестве гнездовой станции. Кладка из 4 яиц была найдена между бетонными плитами 04.07.2004. Две пары галстучников отмечены 06.07.2025 на бетонном покрытии и «газонах» там же. Одна из самок имитировала поведение раненой птицы, уводя от птенцов. На южной окраине поселка пара галстучников отмечена по обочинам грунтовой дороги 11.07.2025. За пределами поселка этот вид также был обычен: 08.07.2025 две пары галстучников также кормились на мысе Финнесет.

Бургомистр в естественном местообитании отмечен в смешанной колонии на г. Биколлен рядом с поселком. Там в разные годы гнездились 5–17 пар [3, 4, 6, 8].

Таблица

Численность и особенности гнездования птиц в пос. Баренцбург в XXI в.

Table

Number and nesting characteristics of birds in Barentsburg in the 21st century

Вид	Численность, пары				Тренд	Изменения особенностей гнездования	Факторы	
	2001–2004*	2010–2014	2016–2019	2025			реконструкция	другие
Галстучник <i>Charadrius hiaticula</i>	2 + 3 особи	4		4	≈	≈	–	–
Бургомистр <i>Larus hyperboreus</i>	25	25–30		25	≈	+	+	–
Моевка <i>Rissa tridactyla</i>	80–141	200		282	↑	+	+	–
Полярная крачка <i>Sterna paradisaea</i>	20–50			60	↑	+	–	+
Чистик <i>Cephus grille</i>	0	0	3–7	13–14	↑	+	–	+
Пуночка <i>Plectrophenax nivalis</i>		40–50		25–30	↓	≈	+	+

Примечание. * — с учетом данных других авторов [3–7], пустые ячейки — данных нет, ≈ — без изменений, ↑ — рост численности, ↓ — снижение численности, + — фактор оказывает влияние, – — влияние фактора не установлено.

Note. * — with data from other authors [3–7], empty cells — no data, ≈ — no change, ↑ — increase in population, ↓ — decrease in population, + — factor has an effect, – — effect of factor has not been established.

Синантропная группировка в Баренцбурге на зданиях с плоскими крышами, существующая в настоящее время, описана ранее [3, 4, 6, 8]. В 2001 г. было сообщено о 50 парах [3]; в 2002 г. — о 25 парах [4]. В 2016–2025 гг. численность бургомистра, гнездящегося непосредственно в поселке, была относительно стабильна и составляла 25–30 пар. Бургомистры в поселке занимали преимущественно здания с плоскими крышами, среди которых были отреставрированные дома разной этажности и заброшенные строения. В Баренцбурге мы отметили также небольшую гнездовую группировку (2–3 пары ежегодно) на деревянном покрытии коммуникационного короба среди заброшенных жилых домов. Разбор этих конструкций привел к перемещению этой субколонии на угольный склад (рис. 2).

Впервые гнездование бургомистров в этом месте отмечено нами в 2025 г. Для Шпицбергена способ размещения гнезд на крышах заброшенных невысоких строений известен давно [15]. Гнездование многих видов чайковых птиц регистрировали на плоских крышах зданий в других регионах, имеются сведения о гнездовании бургомистра на крышах заброшенных строений в других полярных районах [13, 16]. Однако в Баренцбурге этот вид успешно размножается не только на одноэтажных, но также на более высоких, трех- и четырехэтажных жилых зданиях, в том числе после их реконструкции.

Весной первое появление бургомистров в колонии на скале близ поселка регистрировали 08.04.2016 (8 особей) и 15.04.2014 (4 особи). В поселке бургомистры появлялись на крышах в конце марта — начале апреля до стаивания снега: их регистрировали 29.03.2018, 06.04.2016. Фактически эти чайки уже были распределены по гнездовым участкам в первой декаде апреля. Отметим спаривание бургомистров 16.04.2016 на крыше деревянной постройки, где позже пара успешно вывела птенцов.



Рис. 2. Субколония бургомистра на подпорной стене угольного склада (выделена овалом), 10.07.2025

Fig. 2. A subcolony of glaucous gulls on a retaining wall of a coal storage facility (highlighted in an oval), 10.07.2025

Кормятся бургомистры в заливе и на литорали Грэн-фьорда. Причем бургомистры, гнездящиеся на скалах, в гнездовой период кормятся на литорали и в прибрежных водах непосредственно напротив колонии. Кормовые станции бургомистров, гнездящихся в поселке, также приближены к местам гнездования: это акватория и литораль, прилегающие к порту. Размножение бургомистра в поселке способствовало поиску и использованию дополнительно к естественным антропогенным кормов, которые птицы добывают на мусорниках (ранее регулярно, в настоящее время периодически, когда в непогоду крышки открываются ветром) и подоконниках жилых домов. До рекультивации свалки, расположенной к северу от поселка, в этом месте отмечали скопления бургомистров [3]. Однако после строительства цеха по сортировке и брикетированию мусора, рекультивации свалки этот источник «фастфуда» был для бургомистров утрачен. Отмечены случаи разрывания мусорных пакетов, пакетов с продуктами, воровство приготовленной еды. В 2025 г. все чаще стали наблюдать бургомистров, которые присаживаются на окна в ожидании пищи. Некоторые особи стучат клювом в окна, выпрашивая еду. Это свидетельствует о том, что местное население прикармливает птиц. Отмечали, как бургомистры приносят птенцам и отгрыгивают рыбу, которую добывают, охотясь в заливе, тогда как роль антропогенного корма в питании птенцов не выяснена.

Моевка. Этот вид освоил здания в качестве гнездовых станций более 70 лет назад [2]. Колонии формировались на подоконниках и выступающих конструктивных элементах зданий с ориентацией на залив или перпендикулярно ему. Так, в Баренцбурге моевки активно заселяли подоконники деревянных и кирпичных зданий, а также конструктивные балки, прилегающие к стенам, успешно выводя потомство. Отмечен постепенный рост общей численности моевки в Баренцбурге: 2001 г. — 80–100 [3];



Рис. 3. Моевки на зданиях Баренцбурга: *а* — взрослая птица у гнезда на подоконнике здания администрации, 14.07.2011 (защитный экран отсутствует); *б* — фрагмент колонии на здании администрации Арктикугля, 14.07.2011

Fig. 3. Black-legged kittiwakes on buildings in Barentsburg: *a* — an adult bird near a nest on the windowsill of the administration building, 14.07.2011 (the protective screen is missing); *b* — a fragment of a colony on the Arktikugol administration building, 14.07.2011

2002 г. — 121 [4]; 2003 г. — 141 гнездо [7]. Гнездование моевок было зарегистрировано на 5 зданиях [7]. После замены окон и крепления защитных экранов к подоконникам на жилых и административных зданиях, применения других мер к устранению колоний в центре поселка моевки все еще делали попытки к их формированию. В 2011 г. сохранились поселения моевки непосредственно на здании администрации (окна, стеновая балка) (28 гнезд) (рис. 3) и деревянном строении, требующем ремонта.

Реконструкция поселка, во время которой часть деревянных зданий, заселенных моевкой, была снесена, часть покрыта панелями и оборудована специальными экранами на внешних подоконниках, а также целенаправленное разрушение гнезд в качестве санитарных мер привели к постепенному исчезновению колоний этого вида на жилых и административных зданиях в центре Баренцбурга. Колония на здании ТЭЦ, расположенной на окраине поселка, стала укрупняться и в настоящее время остается единственной в поселке. В 2010 г. в ней насчитали 96 гнезд, в 2025 г. — 282 гнезда (в том числе 25 пустых). За 15 лет она увеличилась в 3 раза за счет более плотного расположения гнезд, что объясняется перемещением сюда птиц, утративших возможность гнездиться на других зданиях в поселке.

Моевки появляются в этой колонии уже в апреле. Вначале птицы кормятся в Грэн-фьорде, затем первые несколько особей появляются непосредственно в колонии. Через сутки их численность на здании начинает нарастать. В заливе отмечали стайки моевок близ Баренцбурга 15.04.2016 (8 особей) и 17.04.2014 (40 особей). Появление первых моевок в колонии отметили 06.04.2019, а 10.04.2019 здесь были уже 50 особей. Массовое появление птиц на ТЭЦ отмечали 30.04.2014. В этой колонии сформировались многолетние гнезда. Идет обмен особей с другими колониями архипелага — в 2019 и 2025 гг. мы выявили на здании ТЭЦ меченых особей из других колоний. Ближайшая естественная колония моевки расположена на скальных выступах в заливе Грэн-фьорд у выхода р. Грэндален, в которой в июле 2019 и 2025 г. было около 300 гнезд. Эта колония ранее не была описана [7]. Возможно,



Рис. 4. Гнездо полярной крачки на крыше здания вертолетного отряда, 06.07.2025

Fig. 4. Arctic tern nest on the roof of the helicopter detachment building, 06.07.2025

она сформировалась позже. Мы ее отметили впервые в 2019 г. Моевки, гнездящиеся на ТЭЦ, кормятся вблизи колонии в Грэн-фьорде и зависят от распределения локальных кормовых ресурсов. В 2025 г. отметили около 10 % пустых гнезд, что может быть связано с недостатком кормовых ресурсов. В качестве присады для отдыха моевки используют технологические трубы вблизи ТЭЦ и крышу здания.

Полярная крачка. Гнездование этого вида вблизи угольных шахт на Шпицбергене описано ранее [17]. Этот вид в окрестностях Баренцбурга в естественных местообитаниях имеет диффузные поселения (2–5 пар), которые мы отмечали у дороги, ведущей от поселка к вертолетной площадке и на м. Финнесет. В районе вертолетной площадки в 2004 г. была отмечена колония этого вида на земле (около 25 пар). Ранее ее регистрировали в 2001 и 2002 гг.: не более 20 и 40–50 пар соответственно [3, 4]. Однако позднее крачки практически перестали гнездиться в естественном тундровом местообитании в районе вертолетной площадки, вероятно, в связи с тем, что их кладки уничтожались песком. Мы регулярно отмечали в районе вертолетной площадки успешно размножающихся песцов. В июле 2025 г. отмечена пара с четырьмя щенками, которые держались в укрытии под полуразрушенным коммуникационным коробом. Колония полярной крачки переместилась на крыши зданий вертолетного отряда уже в 2010-х гг. Есть сведения о гнездовании этого вида на крышах зданий в других регионах [18]. Крыши зданий вертолетного отряда покрыты рубероидом, достаточно твердым покрытием, которое периодически приводится персоналом в порядок. Тем не менее крачки приносят строительный материал на крышу, обозначая свои гнезда мелкими камешками, иногда сухими палочками, антропогенным материалом (рис. 4).

Часть кладок лежит на покрытии без гнездового материала. Кладки частично погибают во время сильных ветров, поскольку крыши хорошо продуваются. Примечательно, что многие гнезда крачки располагают на крыше вблизи конструкций, которые обеспечивают защиту от ветра. На крышах трех зданий из пяти 06.07.2025 зарегистрировано гнездование 60 пар полярных крачек (9, 21 и 30 гнезд). Одно гнездо

было пустое. Количество яиц в кладках варьировало: от 1 до 3, составляя в среднем $1,59 \pm 0,11$ (ст. ош.) яиц. Лишь в 5 % кладок было по 3, в 48 % — по 2, в 45 % — по одному яйцу. В двух гнездах отмечены по одному птенцу, один из них — мертвый. Крачки, гнездящиеся в селитебном ландшафте на Шпицбергене, как известно, более устойчивы к фактору беспокойства, чем гнездящиеся в природных биотопах [19–21].

Чистик на Шпицбергене — обычный, фоновый вид, как правило размножающийся в многовидовых колониях морских птиц. Ближайшее место естественного гнездования этого вида — небольшой птичий базар на скальных выступах г. Биколлен вблизи поселка. Обследование этой колонии в 1990-е гг. показало, что чистики в ней держались, но не размножались [22]. В 2001 г. здесь отметили 25 гнездовых пар [3], в 2002 г. чистики в этой колонии отсутствовали [4]. В 2019 г. мы вновь насчитали здесь 25, а в 2025 г. — лишь 5 пар этого вида. Отмечали прилеты взрослых птиц с мелкой рыбой.

Как известно, чистиком свойственна большая пластичность в выборе мест гнездования: он может выбирать необычные места для размножения, в том числе заброшенные и занятые человеком здания [23]. В последнее десятилетие этот вид начал заселять строения и конструкции непосредственно в пос. Баренцбург, освоив два типа гнездовых стаций: портовый кран непосредственно на берегу Грэн-фьорда, вентиляционные отверстия и другие полости под крышами кирпичных зданий, расположенных в 150–200 м от моря [8].

Около двух десятков пар этого вида с конца марта постоянно держатся в акватории порта, демонстрируя брачное поведение. Отмечали в акватории порта небольшие группы по 5–7 особей и пары в конце марта — первой декаде апреля 2016, 2018 гг. Впервые гнездование чистиков на грузовом кране было зарегистрировано в 2016 г. Несколько пар занимают площадки с нишами в верхней части крана. Позднее, в 2018, 2019 и 2025 гг. мы отмечали на гнездовании здесь по 3–4 пары. Кормились чистики непосредственно в акватории порта, носили птенцам мелкую рыбу. В гнездовое время на пирсе можно наблюдать агрессивные стычки самцов, демонстрирующих социальный статус. По опросным сведениям, 2–3 пары в последние годы зимуют в акватории порта. Однако это сообщение требует подтверждения.

В 2017 г. впервые было отмечено посещение чистиками вентиляционных ниш, расположенных под крышей кирпичного здания. Эти ниши ранее регулярно занимали пуночки для гнездования. В этом же году в одной из ниш загнездилась пара чистиков. Взрослые особи регулярно залетали с кормом в вентиляционную нишу и успешно вывели одного птенца, вылет которого удалось наблюдать. В 2018 г. чистик отмечен в гнездовое время также на двух других кирпичных зданиях, в 150 м от первой пары. Одна пара загнездилась в нише, образовавшейся под крышей другого здания в результате ветрового повреждения. Эта ниша имеет обширную площадку, которая используется чистиками для удобного приземления, груминга, отдыха и выкармливания птенцов. Чистики носили мелкую рыбу птенцам, были толерантны к активности человека рядом со зданием. В 2019 г. отметили 3 пары чистиков на портовом кране и по одной на трех кирпичных зданиях. В 2025 г. количество чистиков, гнездящихся на кирпичных зданиях, существенно выросло. Так, в июле 2025 г. в вентиляционных нишах здания школы размножились 8 пар. Этот вид полностью вытеснил пуночку, которая регулярно гнездилась на этом здании. Входные отверстия в вентиляционные ниши достаточно узкие. Иногда прилетевший с кормом чистик



Рис. 5. Чистик, залетающий в вентиляционную нишу на здании школы, 08.07.2025

Fig. 5. Black guillemot flying into the ventilation niche of a school building, 08.07.2025

с трудом протискивается в нее, где его ожидает другой партнер. Фотоловушки зарегистрировали активность чистиков, связанную непосредственно с гнездовыми нишами (рис. 5), и их социальные контакты на крыше здания и строительных лесах, установленных в реставрационных целях.

Пары контактировали друг с другом с крыши и из гнездовой ниши, а также проявляли агрессию к соседям, группировались по 3–4 особи на крыше и строительных лесах. Активность этой гнездовой группировки возрастала в ночные и утренние часы. Расположение колонии на здании является выгодным, поскольку она недоступна хищникам. Песцы подбирали лишь трупы выпавших птенцов. Бургомистры также не могли проникнуть в ниши с узким проходом. Расстояние, которое чистики преодолевали над сушей, отправляясь в залив для кормежки и сбора корма для птенцов, было сопоставимо с расстоянием от гнездовых участков чистиков в естественном местообитании в ближайшем смешанном поселении морских птиц на г. Биколлен и даже меньше его. Примечательно, что большинство гнездовых ниш чистиков ориентированы на залив, лишь 4 из них — на стенах, расположенных к заливу перпендикулярно. Следует отметить, что активность человека в порту и на центральной улице поселка, на которой расположено здание школы, не вызывает у чистиков беспокойства. Тем не менее социальная активность птиц возрастала в ночные часы. Таким образом, численность чистиков, гнездящихся на зданиях и сооружениях поселка, увеличилась с 3–4 пар в 2016 г. до 13–14 пар в 2025 г., и сформировалась синантропная колония этого вида.

Пуночка — единственный вид воробьиных птиц, который размножается на Шпицбергене. В естественных местообитаниях она гнездится на каменистых осыпях с довольно низкой плотностью [24]. В поселках Арктической зоны этот вид — обычный синантроп, который в селитебном ландшафте занимает подходящие ниши на зданиях и сооружениях, используя их даже под крышами многоэтажных зданий [25, 26]. В Баренцбурге пуночка занимает различного типа полости для гнездования: вентиляционные ниши под крышами кирпичных зданий, в том числе многоэтажных, в стенах деревянных зданий, разрушенных строениях, среди металлической арматуры, в коммуникационных деревянных коробах, полых трубах, насыпях камней, использованных

для установки столбов линий электропередач, не функционирующих в настоящее время. Реконструкция поселка повлияла на пуночку в большей степени, чем на другие виды, что связано с утратой ряда подходящих мест для гнездования. Так, в 2004 г. мы отмечали 1–2 пары на гнездовании в нишах кирпичных зданий на каждое здание. Однако после их отделки панелями ниши были закрыты. В поврежденных коммуникационных коробах пуночка также находила пригодные для гнездования ниши. Мы обнаруживали в разные годы по 3–4 гнезда в этих конструкциях на территории поселка. Самая высокая плотность гнездования пуночки была характерна для территории подсобного хозяйства, где 4 здания имели подходящие для устройства гнезд ниши (10–12 пар в 2010–2012 гг.). На территории поселка пуночки частично переходили на антропогенный корм, которым выкармливали птенцов. Наибольшая плотность пуночки на гнездовании в настоящее время сохранилась на территории научного городка, вертолетной площадки, где еще есть нереставрированные кирпичные и деревянные строения, в том числе пустующие. Во время функционирования свинарника контейнеры с комбикормом были доступны пуночкам, гнездившимся в этой части поселка. Мы отмечали, как пуночки выкармливали птенцов и слетков комбикормом. После сноса строений подсобного хозяйства гнездовая плотность этого вида резко сократилась (2 пары). Пуночки переключились в этой части поселка на естественные корма, частично используя кормовые ресурсы хаски-фермы.

Таким образом, к 2025 г. после реставрации и сноса строений, ликвидации подсобного хозяйства, разбора части коммуникационных коробов и гнездовой конкуренции с обыкновенным чистиком ее численность в Баренцбурге сократилась с 40–50 в 2004 г. до 25–35 пар в 2025 г.

Заключение

С 2001 по 2025 г. произошли изменения в составе гнездящихся птиц, их численности и особенностях гнездования в пос. Баренцбург. Это обусловлено разными факторами, в том числе связанными с начатой в 2010 г. реконструкцией поселка (см. табл.). Реконструкция поселка в большей степени повлияла на распределение пуночки, мовки и частично бургомистра в гнездовой период. Эти виды демонстрируют разную направленность трендов численности (см. табл.). Как показали наши исследования, реконструкция поселка — лишь одна из причин изменений в структуре сообщества гнездящихся птиц селитебного ландшафта. В последнем десятилетии в Баренцбурге на гнездовании появился чистик, который полностью вытеснил пуночку на одном из зданий, сформировав гнездовую колонию. Колония полярной крачки в районе вертолетной площадки сменила локализацию, полностью переместившись на крыши зданий, увеличив свою численность. Эти явления могут быть связаны с естественной причиной — избегание пресса наземных хищников, прежде всего песка. Изменения в структуре гнездящихся видов свидетельствуют о степени их пластичности к меняющейся среде обитания не только в естественных местообитаниях, но также антропогенно измененных ландшафтах высокоширотной Арктики. Дальнейшее изучение направленности изменений в структуре селитебных орнитокомплексов на арх. Шпицберген позволит понять их экологические механизмы.

Конфликт интересов. Автор не имеет конфликта интересов.

Финансирование. Исследование осуществлено по Государственному заданию ММБИ РАН ГЗ FMEE-2025-0003.

Competing interests. The author has no conflict of interest.

Funding. The study was carried out under the State Assignment of the Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences GZ FMEE-2025-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. *Birds of Svalbard*. [online] Available at: <http://www.svalbardbirds.com> (accessed 15.09. 2025).
2. Головкин А.Н. Шпицберген. В кн.: *Изучение морских колониальных птиц в СССР*. Магадан: Ин-т биол. пробл. Севера, ДВО АН СССР; 1991. 71 с.
3. Зырянов С.В., Марасаев С.Ф. Орнитологические исследования в прибрежной зоне Исфьорда (Западный Шпицберген) летом 2001 г. В кн.: Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. (ред.). *Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сборник материалов Международной конференции, Мурманск, 27–28 февраля 2002 года*. Мурманск: Кольский научный центр РАН; 2002. С. 151–158.
4. Марасаев С.Ф. Орнитологические исследования в прибрежной зоне Исфьорда (Западный Шпицберген) летом 2002 г. В кн.: Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. (ред.). *Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сборник материалов третьей Международной конференции, Мурманск, 19–21 марта 2003 г.* Мурманск: Кольский научный центр РАН; 2003. С. 166–173.
5. Иваненко Н.Ю. Наблюдения за птицами в окрестностях Баренцбурга, Пирамиды и Лонгйира на Западном Шпицбергене летом 2005 г. В кн.: Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. (ред.). *Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сборник материалов шестой Международной конференции, Мурманск, 17–19 октября 2006 г.* Апатиты: Кольский научный центр РАН; 2006. С. 305–320.
6. Иваненко Н.Ю. Гнездовая орнитофауна Грэн-фьорда (Западный Шпицберген). В кн.: Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. (ред.). *Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений. Материалы VIII Всероссийской школы по морской биологии «Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений» и IX международной научной конференции «Комплексные исследования архипелага Шпицберген», Мурманск, 12–14 ноября 2009 года*. Мурманск: ГЕОС; 2009. С. 272–282.
7. Гаврило М.В. Наблюдения за птицами и млекопитающими в районе архипелага Шпицберген летом 2003 года. *Русский орнитологический журнал*. 2007;16(385):1459–1476.
Gavrilo M.V. Summer observation on birds and mammals in Spitsbergen and Bear island, 2003. *The Russian Journal of Ornithology*. 2007;16(385):1459–1476. (In Russ.).
8. Лебедева Н.В. Птицы в антропогенном ландшафте на Шпицбергене. В кн. Макаревич П.Р. (ред.). *Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тезисы докладов XV Всероссийской научной конференции с международным участием, Мурманск, 28–30 октября 2020 года*. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН; 2020. С. 58–60.
9. Førland E.J., Benestad R., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Skaugen T.E. Temperature and precipitation development at Svalbard 1900–2100. *Advances in meteorology*. 2011;1:893790. <https://doi.org/10.1155/2011/893790>
10. Семенов А.В., Анциферова А.Р., Давыдов А.А. Климат Баренцбурга. Изменения основных характеристик за последние 40 лет (по данным наблюдений Зональной гидрометеорологической «Баренцбург»). В кн.: Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. (ред.). *Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сборник материалов Международной конференции, Мурманск, 27–28 февраля 2002 года*. Мурманск: КНЦ РАН; 2002. С. 139–145.
11. Карандашева Т.К., Иванов Б.В., Демин В.И., Ревина А.Д. Тенденции в изменении климата архипелага Шпицберген на примере ГМО «Баренцбург» за период 1911–2020 гг. *Труды Сибирского регионального научно-исследовательского гидрометеорологического института*. 2021;107:167–179. https://doi.org/10.55235/0320359X_2021_107_167
Karandasheva T.K., Ivanov B.V., Dyomin V., Revina A.D. Tendencies in climate change in Svalbard archipelago on the example of Barentsburg hydrometeorological observatory for the period 1911–2020. *Trudy Sibirskogo regional'nogo nauchno-issledovatel'skogo gidrometeorologicheskogo instituta = Proceedings of the Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute*. 2021;107:167–179. (In Russ.). https://doi.org/10.55235/0320359X_2021_107_167
12. Пасхальный С. П. Гнездование птиц в антропогенных ландшафтах Субарктики. *Русский орнитологический журнал*. 2023; 32(2317):2785–2870.

- Paskhalny S.P. Breeding of birds in anthropogenic landscapes of the subarctic. *Russkiy ornitologicheskii zhurnal = The Russian Journal of Ornithology*. 2023;32(2317):2785–2870. (In Russ.).
13. Рябицев В.К., Рыжановский В.Н. *Птицы полуострова Ямал и Приобской лесотундры. Том 1. Неворобьиные*. Екатеринбург: Кабинетный ученый; 2022. 624 с.
 14. Жигульский В.А., Шилин М.Б., Царькова Н.С., Глушковская Н.Б. Воздействие портостроительства в Арктике на орнитофауну на примере порта Сабетта. *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета*. 2017;48:281–295.
Zhygul'skiy V.A., Shilin M.B., Tsarkova N.S., Glushkovskaya N.B. Effect of harbour construction in Arctic on ornithofauna on the port Sabetta taken as an example. *Uchenyye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta = Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University*. 2017;48:281–295. (In Russ.).
 15. Lovenskiold H.L. *Avifauna Svalbardensis: With a disussion on the geographical distribution of the birds in Spitsbergen and adjacent islands*. Oslo: Norsk Polarinstittut; 1964. 460 p.
 16. Лобков Е.Г., Сыроечковский Е.Е. Статус бургомистра в авифауне Камчатки. *Орнитология*. 2021;45:67–69. https://doi.org/10.56658/04747313_2021_45_67
Lobkov E.G., Syroechkovskiy E.E. Status of the Glaucous gull (*Larus hyperboreus*) in Kamchatka avifauna. *Ornitologiya*. 2021;45:67–69. (In Russ.). https://doi.org/10.56658/04747313_2021_45_67
 17. Bruns H. Zur nistokologischen potenz der kustenseeschwalbe (*Sterna paradisaea*) im arctischen brutgebiet. *Ornithologische Mitteilungen*. 1979;31(1):3–19.
 18. Шергалин Е.Э. Гнездование полярных и речных крачек на крышах зданий в Таллинне. *Русский орнитологический журнал*. 1992;1(2):255.
Shergalin E.E. Nesting of arctic and common terns on the roofs of buildings in Tallinn. *Russkiy ornitologicheskii zhurnal = The Russian Journal of Ornithology*. 1992;1(2):255. (In Russ.).
 19. Syrová M., Hromádková T., Pavel V., Veselý P. Responses of nesting Arctic terns (*Sterna paradisaea*) to disturbance by humans. *Polar Biology*. 2020;43:399–407. <https://doi.org/10.1007/s00300-020-02641-2>
 20. Hromádková T., Pavel V., Weidinger K. Incubation behaviour of Arctic (*Sterna paradisaea*) and Antarctic (*Sterna vittata*) terns under disturbance by humans and predators. *Polar Biology*. 2023;46(12):1265–1274. <https://doi.org/10.1007/s00300-023-03199-5>
 21. Redfern C.P., Steel D. Nest-site fidelity of Arctic terns *Sterna paradisaea* in a managed environment exposed to benign human activity. *Wildlife Biology*. 2025;4:e01353. <https://doi.org/10.1002/wlb3.01353>
 22. Camphuysen K.C. Birds and (marine) mammals in Svalbard, 1985–91. *Sula*. 1993;7:3–44.
 23. Татарникова И.П., Головкин А.Н. *Птицы СССР. Чистиковые*. М.: Наука; 1990. С. 56–65.
 24. Успенский С. М. *Жизнь в высоких широтах: на примере птиц*. М.: Мысль; 1969. 463 с.
 25. Montgomerie R., Lyon B. Snow bunting (*Plectrophenax nivalis*), version 1.0. In: Billerman S.M., Keeney V.K., Rodewald P.G., Schulenberg T.S. (Ed.). *Birds of the World*. Ithaca, NY, USA: Cornell Lab of Ornithology; 2020. <https://doi.org/10.2173/bow.snobun.01>
 26. Simard-Provençal S., Rokitnicki P., Golat R., Vézina F., Love O. P., McKinnon E. A. Anthropogenic nest cavities used by snow buntings in an urban Arctic landscape. *Ecology and Evolution*. 2025;15(5):e71457. <https://doi.org/10.1002/ece3.71457>

Подписано в печать 30.03.2026

Формат 70×100 1/16

Тираж 50

Печать цифровая

Печ. л. 9,5

Заказ №

Отпечатано в ГНЦ РФ ААНИИ. 199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38

Signed to print 30.03.2026

Format 70×100 1/16

Edition 50

Digital Printing

P. s. 9,5

Order No

Printed by the State Scientific Center of the Russian Federation AARI.

Bering str., 38, St. Petersburg, 199397, Russia