

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 68, № 3, 2022

**ARCTIC AND ANTARCTIC
RESEARCH**

Volume 68, No 3, 2022

Санкт-Петербург
2022
Saint Petersburg

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».
Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

Префикс DOI: 10.30758



Журнал публикует новые результаты комплексных 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.

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

**Главный редактор — д-р физ.-мат. наук В.В. Иванов,
Москва, Россия**

Заместители главного редактора:

д-р геол.-минерал. наук **Г.И. Лейченко** (Санкт-Петербург, Россия)
канд. геогр. наук **В.Я. Липенков** (Санкт-Петербург, Россия),
д-р геогр. наук **Г.В. Суркова** (Москва, Россия)

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук **Г.В. Алексеев** (Санкт-Петербург, Россия)
канд. физ.-мат. наук **Л.П. Бобылев** (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН **Н.Б. Вахтин** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р геогр. наук **М.Н. Григорьев** (Якутск, Россия)
д-р биол. наук **С.Г. Денисенко** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р **Д.В. Дивин** (Тромсё, Норвегия)
академик РАН **С.А. Добролюбов** (Москва, Россия)
чл.-корр. РАН **Е.О. Дубинина** (Москва, Россия)
д-р физ.-мат. наук **В.М. Катцов** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук **Б.В. Козелов** (Мурманск, Россия)
д-р геол.-минерал. наук **М.О. Лейбман** (Тюмень, Россия)
проф. **М. Леппаранта** (Хельсинки, Финляндия)
канд. техн. наук **В.А. Лихоманов** (Санкт-Петербург, Россия)
академик НАН **В.Ф. Логинов** (Минск, Беларусь)

д-р физ.-мат. наук **А.П. Макштас** (Санкт-Петербург, Россия)
проф. **А.В. Марченко** (Лонгйир, Норвегия)
д-р геогр. наук **Е.У. Миронов** (Санкт-Петербург, Россия)
канд. геогр. наук **В.Ф. Радионов** (Санкт-Петербург, Россия)
проф. **Д. Райно** (Гренобль, Франция)
д-р техн. наук **К.Е. Сазонов** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р техн. наук **К.Г. Ставров** (Санкт-Петербург, Россия)
профессор **П.Г. Талалай** (Чаньчунь, Китай)
д-р физ.-мат. наук **Л.А. Тимохов** (Санкт-Петербург, Россия)
д-р физ.-мат. наук **О.А. Трошичев** (Санкт-Петербург, Россия)
чл.-корр. РАН **Н.Н. Филатов** (Петрозаводск, Россия)
академик РАН **М.В. Флинт** (Москва, Россия)
д-р геогр. наук **К.В. Чистяков** (Санкт-Петербург, Россия)

Редакционный совет:

д-р геогр. наук **А.С. Макаров** (Санкт-Петербург, Россия) (Председатель)
академик РАН **В.Д. Каминский** (Санкт-Петербург, Россия), академик РАН **Г.Г. Матишов** (Ростов-на-Дону, Россия),
академик РАН **В.М. Котляков** (Москва, Россия), академик РАН **О.Н. Пугачев** (Санкт-Петербург, Россия),
академик РАН **В.А. Румянцев** (Санкт-Петербург, Россия), чл.-корр. РАН **А.А. Тишков** (Москва, Россия)

Ответственный секретарь — канд. биол. наук **И.А. Алехина**

Литературный редактор — **Е.В. Миненко**

Оригинал-макет и подготовка к печати: **А.А. Меркулов**.

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.

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

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 25.00.29, 25.00.30, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

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

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

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

Подписной индекс издания в каталоге ООО «Урал-Пресс»

48657 – на полгода

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2022; © Росгидромет, 2022.

The journal continues the series of “Arctic Research”, founded in 1937.
Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)
The journal is published under the scientific and methodological guidance of the Earth Sciences Division
of the Russian Academy of Sciences

DOI-prefix: 10.30758



The Journal 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.

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – Vladimir V. Ivanov
Dr of Sci. (Physics and mathematics),
Moscow, Russia

Deputy of the Editor-in-Chief:

German L. Leitchenkov, Dr. of Sci. (Geology and mineralogy), St. Petersburg, Russia
Vladimir Ya. Lipenkov, Cand. of Sci. (Geography), St. Petersburg, Russia;
Galina V. Surkova, Dr. of Sci. (Geography), Moscow, Russia

Members of the editorial board:

Genrikh V. Alekseev , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia	Vladimir A. Likhomanov , Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia
Leonid P. Bobylev , Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia	Vladimir F. Loginov , academician, Dr. of Sci., Minsk, Belarus
Kirill V. Chistyakov , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia	Alexander P. Makshtas , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia
Stanislav G. Denisenko , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia	Alexey V. Marchenko , Dr. of Sci., Longyearbyen, Norway
Dmitry V. Divine , Cand. of Sci., Tromsø, Norway	Evgeny U. Mironov , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia
Sergey A. Dobrolyubov , academician, Dr. of Sci., Moscow, Russia	Vladimir F. Radionov , Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia
Elena O. Dubinina , RAS corr. member, Moscow, Russia	Dominique Raynaud , Prof. emer., Grenoble, France
Nikolay N. Filatov , RAS corr. member, Petrozavodsk, Russia	Kirill E. Sazonov , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia
Mikhail V. Flint , academician, Dr. of Sci., Moscow, Russia	Konstantin G. Stavrov , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia
Mikhail N. Grigoriev , Dr. of Sci., Yakutsk, Russia	Pavel G. Talalay , Prof., Dr. of Sci., Changchun, PRC
Vladimir M. Kattsov , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia	Leonid A. Timokhov , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia
Boris V. Kozelov , Dr. of Sci., Murmansk, Russia	Oleg A. Troshichev , Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia
Marina O. Leibman , Dr. of Sci., Tyumen, Russia	Nikolay B. Vakhtin , RAS corr. member, St. Petersburg, Russia
Matti Leppäranta , Ph.D., Prof. emer., Helsinki, Finland;	

Editorial Council:

Alexander S. Makarov, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia (Chair)
Valery D. Kaminsky, academician, St. Petersburg, Russia;
Vladimir M. Kotlyakov, academician, Moscow, Russia;
Genady G. Matishov, academician, Rostov on the Don;
Oleg N. Pugachev, academician, St. Petersburg, Russia;
Vladislav A. Rumiantsev, academician, St. Petersburg, Russia;
Arkady A. Tishkov, RAS corr. member, Moscow, Russia

Executive Secretary – **Irina A. Alekhina**

Literary Editor – **Elena V. Minenko**

Original layout and preparation for printing: **Alexander A. Merkulov**.

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

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

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

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: 25.00.29, 25.00.30, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17.

Contacts:

199397 Saint Petersburg, Bering str, 38; 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>

Subscription index of the journal catalog “Ural-Press” 48657 – for half a year

© SSC RF AARI, 2022; © Roshydromet, 2022.

Содержание

ОКЕАНОЛОГИЯ

Е.С. Егорова, Е.У. Миронов. Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря 216

Н.А. Лис, Е.С. Егорова. Климатическая изменчивость ледовитости
Баренцева моря и его отдельных районов 234

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

N.F. Blagoveshchenskaya, T.D. Borisova, A.S. Kalishin, I.M. Egorov, G.A. Zagorskiy.
Disturbances of electron density in the high latitude upper (*F*-region) ionosphere
induced by X-mode HF pump waves from EISCAT UHF radar observations 248

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

И.В. Серых, А.В. Толстиков. Изменения климата западной части Российской Ар-
ктики в 1980–2021 гг. Часть 1. Температура воздуха, осадки, ветер 258

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

Б.Р. Мавлюдов. Внутренняя дренажная система ледника Альдегонда,
Шпицберген, по данным спелеологических исследований 278

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

М.В. Митяев, Е.И. Дружкова, М.В. Герасимова. Частицы синтетических
полимеров в свежавыпавшем снеге на северо-западе Кольского полуострова
в 2020–2021 гг. 308

Contents

OCEANOLOGY

<i>E.S. Egorova, Y.U. Mironov.</i> Ice age composition in the Barents Sea	216
<i>N.A. Lis, E.S. Egorova.</i> Climatic variability of the ice extent of the Barents Sea and its individual areas.....	234

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<i>N.F. Blagoveshchenskaya, T.D. Borisova, A.S. Kalishin, I.M. Egorov, G.A. Zagorskiy.</i> Disturbances of electron density in the high latitude upper (<i>F</i> -region) ionosphere induced by X-mode HF pump waves from EISCAT UHF radar observations	248
--	-----

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

<i>I.V. Serykh, A.V. Tolstikov.</i> Climate change in the western part of the Russian Arctic in 1980–2021. Part 1. Air temperature, precipitation, wind.....	258
--	-----

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

<i>B.R. Mavlyudov.</i> Internal drainage system of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to speleological studies	278
--	-----

APPLIED PROBLEMS

<i>M.V. Mityaev, E.I. Drushkova, M.V. Gerasimova.</i> Particles of synthetic polymers in fresh snow in the northwest of the Kola peninsula in 2020–2021	308
---	-----

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233>

УДК 551.326.12



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря*Е.С. Егорова*, Е.У. Миронов**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, Россия***egorova@aari.ru***Резюме**

В настоящей работе для периода 1997–2021 гг. была произведена оценка сезонных и межгодовых изменений возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря в зимний период в семи основных градациях. Представлено описание ледовых условий акватории от начала формирования ледяного покрова в октябре до его завершения в мае. Результаты получены для однородных районов Баренцева моря: западного, северо-восточного и юго-восточного. Выявлены различия в количестве льдов различного возраста, а также основные периоды их преобладания для каждого из районов моря. Получена уникальная информация, дополняющая особенности ледового режима Баренцева моря за последние 25 лет.

Ключевые слова: Баренцево море, возрастная структура льдов, зимний период, ледяной покров, межгодовые изменения, сезонные изменения.

Для цитирования: Егорова Е.С., Миронов Е.У. Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 216–233. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233>.

Поступила 06.06.2022**После переработки 11.07.2022****Принята 12.07.2022****Ice age composition in the Barents sea***Elizaveta S. Egorova*, Yevgeny U. Mironov**State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia***egorova@aari.ru***Summary**

The paper presents the key results of investigating Barents Sea ice age composition during the winter season, from the beginning of ice formation in October to its termination in May. To analyze the seasonal and interannual

changes in the amount of ice of different age categories, we used ice charts for the Barents Sea for the period 1997–2021, produced by the Arctic and Antarctic Research Institute. The age composition of the ice cover in the Barents Sea is represented by seven standard ice categories (thickness ranges). The areas of ice of different age categories were calculated for a ten-day time interval (in percentage of the total ice area). The results are provided for three parts of the Barents Sea: western, northeastern and southeastern.

The interannual changes in the amount of ice in relative fractions of ice of different age categories in the ice cover of the Barents Sea do not show significant trends for the period 1997–2021. Thus, with the observed reduction in the Barents Sea total ice area, the amount of ice of different age categories ranges within the limits of its own natural variability. Therefore, it is impossible to draw a definite conclusion about a decrease in ice cover thickness in the Barents Sea based only on data on the ice age composition over a 24-year period of observations analyzed in this study. On comparing the estimates obtained in this study of the age structure of the ice cover in the Barents Sea with those of the previous studies on this subject, we can argue that its average thickness at the beginning of the 21st century decreased, compared to the period 1971–1976. Taking into account the statistical insignificance of the trends in interannual variations in the amount of ice of different age gradations, one can maintain that quantitative changes in the age structure of the Barents Sea ice cover began earlier than 1997.

Keywords: Barents Sea, ice age composition, ice cover, interannual changes, seasonal changes, winter period.

For Citation: Egorova E.S., Mironov Y.U. Ice age composition in the Barents Sea. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 216–233. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-216-233>.

Received 06.06.2022

Revised 11.07.2022

Accepted 12.07.2022

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия изменения климатической системы лучше всего заметны в высоких широтах Северного полушария, и морской лед является наиболее чувствительным компонентом этой системы. Вопросу состояния арктического ледяного покрова уделяется особое внимание ввиду сокращения его площади и объема, наблюдающегося в последние десятилетия [1]. Согласно [2], начиная с 1979 г. (эра спутниковых наблюдений) в летний сезон наблюдается максимальное уменьшение площади льдов в Арктике, составляя в сентябре порядка 45 %, с 1979 по 2017 г. Авторами [3] отмечается резкое увеличение, почти вдвое, скорости ее сокращения с 2000-х гг. относительно двух предшествующих десятилетий. Кроме того, в зимние месяцы арктический ледяной покров стал тоньше в среднем на 1,5 м за 40-летний период наблюдений (1979–2018 гг.) [4]. Это привело к сокращению доли старых льдов, которые в настоящее время покрывают менее $\frac{1}{3}$ всего Северного Ледовитого океана (СЛО), по сравнению с приблизительно 60 % в начале 1980-х гг. [2, 4]. В работе [5] показано, что в российских арктических морях от Карского до Чукотского после 2004 г. в холодный период отмечается замена старых льдов толщиной более 250 см на однолетние тонкие льды толщиной 30–70 см.

Баренцево море является регионом наиболее быстрых климатических изменений в Арктике. Согласно последним оценкам [2, 6, 7], на Баренцево море приходится около 25 % от общего уменьшения площади арктических морских льдов в марте с 1979 по 2018 г. — это наибольшее относительно других морей СЛО сокращение количества ледяного покрова зимой. Расположенное в Северо-Европейском бассейне СЛО, Баренцево море находится под влиянием поступления теплых атлантических и холодных арктических водных масс, что создает особые ледовые условия на его акватории. Ледяной покров и чистая вода здесь присутствуют в разных соотношениях круглогодично, поскольку в зимний сезон море не покрывается льдом полностью [8].

В ледяном покрове Баренцева моря преобладают льды местного образования; однако в зимний сезон на акваторию моря поступают льды из Арктического бассейна СЛО, а также из Карского и Белого морей [9]. Отмечающееся в последние годы сокращение площади льдов Баренцева моря связывают преимущественно с аномально большим переносом океанского тепла, вызванным усилением притока теплых атлантических вод в этот район [10, 11], а также уменьшением поступления льдов из Арктического бассейна [12]. Крупномасштабные изменения атмосферной циркуляции также оказывают влияние на изменение площади льдов моря в различных временных масштабах [11, 13].

Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря, наряду с другими элементами ледового режима, во многом определяет его ледовые условия и является показательной характеристикой в вопросе изменений климата рассматриваемого региона. Помимо этого, Баренцево море имеет высокий ресурсный потенциал, обусловленный главным образом разработкой и освоением здесь крупных нефтегазовых месторождений и морских биоресурсов, а также является зоной стратегически важных транспортных магистралей. Пространственно-временные изменения возрастной структуры льдов Баренцева моря (их средней толщины) могут оказывать значительное негативное воздействие на ведение хозяйственной деятельности на акватории, ограничивая свободу мореплавания и создавая трудности при производстве работ на шельфе. В этой связи задача получения оценок возрастного состава ледяного покрова моря остается актуальной.

Несмотря на хорошую изученность ледового режима Баренцева моря, знания о возрастном составе льдов его акватории на сегодняшний день ограничены. Первые оценки возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря были представлены в монографии [14]. Авторами по средним месячным картам приземного атмосферного давления, с учетом средних сроков начала ледообразования, а также распределения границ остаточных льдов и припая на конец мая были рассчитаны средние величины площадей льдов основных возрастных градаций, молодых, однолетних и старых льдов.

В работе [9] по аналогичной методике были получены среднемесячные значения площадей льдов разного возраста для периода 1971–1976 гг. для отдельных однородных районов Баренцева моря. Автором были выполнены оценки возрастного состава ледяного покрова в период сезонного максимума площади льдов в апреле и ее сезонного минимума в сентябре с дополнительным разделением однолетних льдов по градациям их средних толщин (однолетние тонкие, средние и толстые льды). Полученные в данной работе оценки расширяют представления о сезонных изменениях возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря, однако на столь коротком временном промежутке (5 лет) проследить ее межгодовые изменения не представляется возможным.

В настоящей работе представлены результаты анализа сезонных и межгодовых изменений возрастного состава ледяного покрова Баренцева моря в зимний сезон для семи стандартных градаций возраста льдов. Оценки возрастной структуры выполнены с использованием электронного архива региональных ледовых карт Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) за период 1997–2021 гг. и ограничены зимним периодом, от начала формирования льдов в октябре до его завершения в мае. Подробный анализ изменений возрастного состава льдов Баренцева моря

проводится впервые. Данная работа продолжает цикл исследований ледяного покрова акваторий других арктических морей по возрастным градациям [15–19], а ее результаты дополняют сведения о ледовом режиме Баренцева моря в зимний период [9].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для получения данных по возрастной структуре ледяного покрова в Баренцевом море были использованы региональные ледовые карты, доступные в электронном каталоге Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ, [20]) за период 1997–2021 гг. Карты еженедельно составляются ледовыми экспертами центра «Север» ААНИИ с указанием возрастного состава льдов и их общей сплоченности в зимние месяцы (октябрь–май) и только общей сплоченности ледяного покрова в летний сезон (июнь–сентябрь). Подробная методика составления ледовых карт ААНИИ изложена в работе [21].

Известно, что на сегодня основным источником информации о состоянии ледяного покрова для составления ледовых карт являются спутниковые изображения

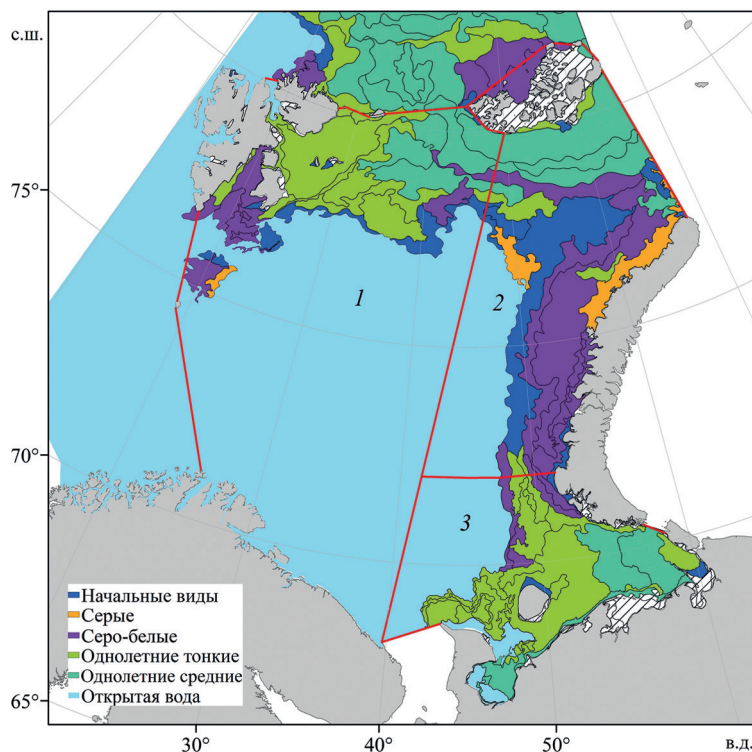


Рис. 1. Границы однородных ледовых районов Баренцева моря (отмечены красной линией) и распределение ледяного покрова по возрастному составу на первую декаду апреля 2021 г. (цветная раскраска).

1 — западный, 2 — северо-восточный, 3 — юго-восточный районы

Fig. 1. The boundaries of homogeneous sub-areas of the Barents Sea (marked with a red line) and the distribution of the Barents Sea ice cover by age composition for the first ten days of April 2021 (coloring).

1 — western, 2 — northeastern, 3 — southeastern sub-areas

в различных диапазонах. Появление в летний сезон слоя талой воды на поверхности ледяного покрова существенно изменяет его отображение на спутниковых снимках всех диапазонов, и различия между возрастными градациями льдов становятся практически не видны. Поэтому в исследовании определение возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря производится только для зимнего сезона, от начала формирования льдов в октябре до его завершения в мае.

Возрастной состав льдов Баренцева моря определяется совокупностью следующих стандартных градаций [22], показывающих неоднородную картину распределения средней толщины ледяного покрова на акватории моря:

- начальные виды льдов и ниласовые льды (< 10 см);
- серые (10–15 см) и серо-белые (15–30 см) молодые льды;
- тонкие (30–70 см), средние (70–120 см) и толстые (> 120 см) однолетние льды;
- старые льды (> 250 см).

Работа с архивом ледовых карт осуществлялась средствами геоинформационной системы ArcGIS. Для зимних месяцев периода 1997–2021 гг. с месячной дискретностью было определено количество дрейфующих льдов различных возрастных градаций, выраженное в % от общей площади ледяного покрова. Оценка возрастного состава льдов производилась в соответствии с традиционным разделением Баренцева моря на три однородных ледовых района: западный, северо-восточный и юго-восточный (рис. 1) [9, 14].

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ БАРЕНЦЕВА МОРЯ В СЕЗОННОМ ЦИКЛЕ

Изменение площади ледяного покрова в морях СЛО имеет четко выраженный сезонный цикл, определяющийся двумя периодами. Осенне-зимний период, продолжающийся с октября по апрель, обычно характеризуется процессами формирования и нарастания льдов, а весенне-летний, с мая по сентябрь, — процессами их таяния и разрушения, а также сокращения площади. Кроме того, наблюдаемый в течение зимнего и весеннего сезонов принос льдов из Арктического бассейна также может оказывать влияние на изменение площади ледяного покрова морей СЛО [8]. Баренцево море является единственным российским арктическим морем, которое никогда не замерзает полностью в зимний сезон. Каждый из выделяемых районов моря имеет свои особенности ледового режима.

При средних условиях ледообразование на акватории Баренцева моря начинается в конце сентября — начале октября в его западной и северо-восточной частях в прикромочной зоне. В это время в проливах архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) появляется припай, причем в районе ЗФИ ледообразование происходит на чистой воде. В конце октября — начале ноября, на месяц позже, ледообразование начинается в юго-восточной части Баренцева моря. Замерзание акватории этого района всегда происходит на закрытых мелководных участках в восточной и юго-восточной его частях при отсутствии остаточных льдов.

В ноябре в западном и северо-восточном районах моря кромка дрейфующих льдов начинает смещаться к югу, а в юго-восточном — к северо-западу от материкового берега и к юго-западу от берегов архипелага Новая Земля. Смещение кромки всегда происходит неравномерно, а нарастание толщины льдов наиболее быстро происходит в период начального ледообразования. Так, в юго-восточном районе Баренцева моря наибольшие скорости нарастания ледяного покрова обычно наблюдаются в ноябре-январе, достигая

10 см в декаду. Для сравнения: в апреле изменение толщины льдов происходит менее интенсивно, со средней скоростью нарастания 1–2 см в декаду [23].

Осенью молодые льды являются преобладающей возрастной градацией во всех районах Баренцева моря. Однако их переход в стадию однолетних тонких льдов происходит в разные месяцы года: для западной и северо-восточной частей моря он приходится на ноябрь–декабрь, в юго-восточной — на январь. Однолетние толстые льды местного образования наблюдаются на акватории Баренцева моря только в западном и северо-восточном районах в среднем в феврале–марте; в юго-восточной части такие льды характерны только для суровых зим [9].

В течение всего годового цикла на акватории Баренцева моря преобладают льды местного образования. Однако ледовые условия его отдельных районов определяются ледообменом с соседними бассейнами. В зимний сезон через пролив между архипелагами Шпицберген и ЗФИ (пролив Шиллинга) в северо-восточную и западную части моря поступают старые льды из Арктического бассейна СЛО. В северо-восточный район моря через пролив между архипелагами ЗФИ и Новая Земля (пролив Макарова) выносятся однолетние толстые льды из северной части Карского моря [9]. В 1998 г. отмечался аномальный случай выноса в юго-восточный район Баренцева моря остаточных льдов из юго-западной части Карского моря через пролив Карские Ворота. Поэтому в осенний сезон ледообразование началось на фоне остаточных льдов на месяц раньше средних сроков. Этому явлению способствовал ряд гидрометеорологических условий, рассмотренных в работе [24].

Кромка дрейфующих льдов в Баренцевом море всегда распространяется в генеральном направлении с севера на юг и с востока на запад. При средних условиях замерзание акватории заканчивается в марте–апреле в прикромочной области. Сезонный максимум ледяного покрова достигается в апреле как на акватории всего Баренцева моря в целом, так и в его отдельных районах; сезонный минимум площади льдов отмечается в сентябре (в юго-восточной части моря полное очищение акватории ото льдов в среднем происходит в июле). Средняя толщина дрейфующих льдов в конце зимы в прикромочной зоне обычно не превышает 30 см. В юго-восточной части Баренцева моря в зимний сезон дрейфующие льды достигают толщины 70–80 см. Наибольшие толщины дрейфующих льдов, 120–140 см, к концу зимы наблюдаются в западной и северо-восточной частях Баренцева моря [25]. Припай устанавливается ежегодно вдоль большинства материковых и островных берегов акватории.

Процессы таяния и разрушения ледяного покрова Баренцева моря активизируются в мае–июне под действием солнечной радиации и адвективного притока тепла. Однако в последние десятилетия наблюдений за ледяным покровом моря отмечается постепенное смещение сроков очищения акватории ото льдов в сторону более ранних [26] и, соответственно, более позднее начало ледообразования. При средних условиях в юго-восточном районе моря срок разрушения припая в среднем приходится на конец мая, а его исчезновение наблюдается на большинстве полярных станций в течение июня [23]. Юго-восточный район Баренцева моря полностью очищается ото льдов уже в июле; в это же время освобождается ото льдов западная граница архипелага Новая Земля практически на всем ее протяжении. Наиболее быстрое отступление кромки дрейфующих льдов к северу наблюдается в августе. Но на участках теплых течений смещение кромки происходит раньше и быстрее: в западной части Баренцева моря наиболее быстрое ее отступление на север наблюдается в районе

действия северной ветви Нордкапского течения, а в северо-восточной и юго-восточной частях моря — под влиянием Центрального и Новоземельского течений [23].

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА ЛЬДОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

На рис. 2 показаны средние соотношения относительного количества дрейфующих льдов различного возраста в ледяном покрове отдельных районов Баренцева моря в период нарастания его толщины (октябрь–май). Несмотря на то, что в работе не рассматриваются изменения количества припайных льдов, их площадь включена в общую площадь ледяного покрова и учитывается при расчете соотношений льдов различных возрастных градаций. Так, в среднем за 1997–2021 гг. отмечаются следующие особенности возрастной структуры ледяного покрова трех частей Баренцева моря в сезонном цикле.

Западная часть Баренцева моря. Согласно рис. 2а, в условиях уже начавшегося ледообразования, в октябре, ледяной покров западной части на 81 % состоит из начальных и молодых льдов, среди которых преобладают серо-белые льды (29 % от общей площади). Остальные 19 % ледяного покрова акватории составляют старые льды, к которым относятся главным образом остаточные. Относительное количество старых льдов по мере появления ледяного покрова других возрастных градаций уменьшается, переходя в стадию двухлетних льдов и сохраняясь в пределах от 1 % до 4 % с ноября по май.

При активизации процесса ледообразования, в ноябре, серо-белые льды составляют уже 42 % от общей площади ледяного покрова западной части моря при общем количестве начальных и молодых льдов порядка 80 % (см. рис. 2а). В течение всего зимнего периода количество серо-белых льдов сохраняется, хотя и постепенно убывает, от 42 % до 21 % от площади льдов в ноябре и мае соответственно. Часть их переходит в следующую градацию однолетних тонких льдов, а часть вновь образуется в полыньях и разводьях среди ледяного покрова. Среди начальных и молодых льдов градация серо-белых является преобладающей в течение всего холодного сезона года. Доли начальных видов и молодых серых льдов в ледяном покрове западной части Баренцева моря закономерно сокращаются с октября по май, от 26 % до 2 % соответственно для обеих возрастных градаций.

Формирование однолетних тонких льдов в западном районе моря начинается уже в ноябре. В течение зимнего сезона их относительное количество увеличивается с ноября по март, от 17 % до 24 %, достигая максимального значения площади 27 % в апреле–мае (см. рис. 2а). В декабре часть тонких льдов переходит в градацию однолетних средних; тогда их доля составляет 2 % от общей площади ледяного покрова. Далее относительное количество однолетних средних льдов в возрастном составе ледяного покрова района увеличивается, от 8 % в январе до 39 % в мае. Однолетние толстые льды начинают отмечаться в марте, хотя их доля в этом месяце не превышает 1 % от общей площади льдов западной части моря. Максимального значения доля однолетних толстых льдов в ледяном покрове достигает к маю, составляя порядка 7 % от его общей площади.

С октября по март суммарное количество начальных и молодых льдов преобладает в возрастной структуре льдов западной части Баренцева моря, изменяясь от 81 % в октябре до 51 % в марте. Начиная с апреля большую часть ледяного покрова района занимают уже однолетние льды (см. рис. 2а). В апреле их доля от общей площади ледяного покрова составляет порядка 59 %, в мае — около 72 %.

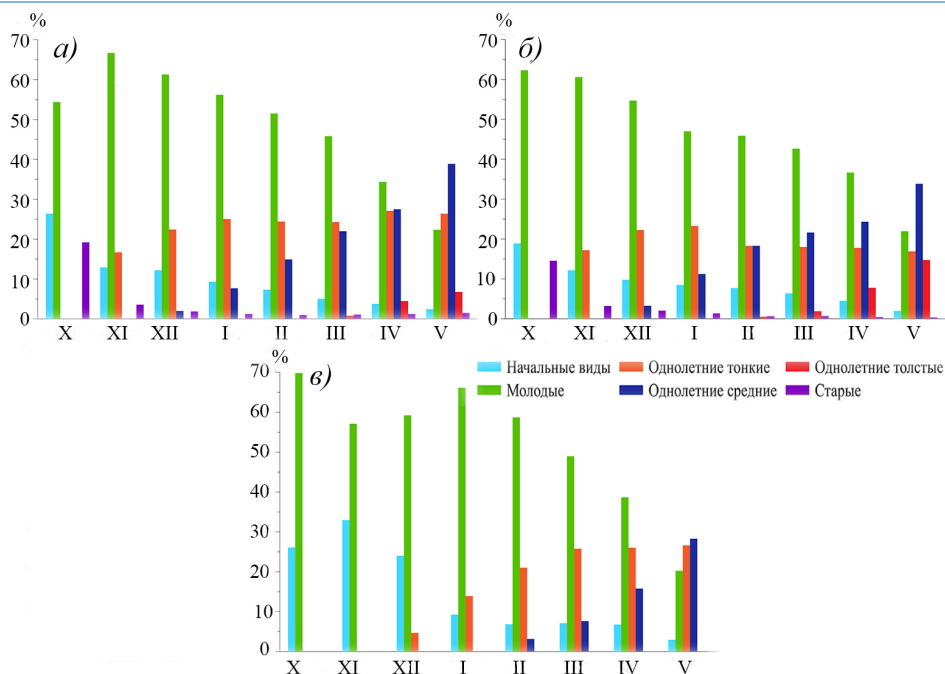


Рис. 2. Соотношение площадей льдов различных возрастных градаций в ледяном покрове: а) западной, б) северо-восточной, в) юго-восточной частей Баренцева моря в период его нарастания (в % от общей площади льдов).

По оси X указана площадь льдов различных возрастных градаций, в % от общей площади ледяного покрова района Баренцева моря

Fig. 2. Areal fractions of the ice of different age categories during the ice growth season for: а) western, б) northeastern, в) southeastern parts of the Barents Sea (% of the total ice area).

The X axis shows the area of ice of different age categories, in % of the total area of ice cover in the Barents Sea area

Преобладание однолетних тонких в общей градации однолетних льдов отмечается с ноября по март; в апреле и мае в ледяном покрове района преобладают однолетние льды средней толщины.

Северо-восточная часть Баренцева моря. Ледяной покров северо-восточной части Баренцева моря в октябре, по данным рис. 2б, формируется преимущественно из начальных и молодых льдов, которые занимают порядка 81 % от общей площади ледяного покрова. Примерно 15 % ледяного покрова составляют старые льды, в основном остаточные. Далее они сохраняются в ледяном покрове акватории до конца периода формирования льдов, хотя их доля относительно общей площади ледяного покрова уменьшается, изменяясь в среднем от 1 % до 3 %.

В ноябре около 73 % акватории составляют начальные и молодые льды, причем серо-белые льды занимает большую часть ледяного покрова района, приблизительно 33 % (см. рис. 2б). Серо-белые льды в среднем отмечаются в течение всего зимнего сезона и являются преобладающей градацией в возрастной структуре льдов среди начальных и молодых. В общей площади ледяного покрова их доля постепенно сокращается с ноября по май, от 38 % до 20 %. Относительное количество начальных и серых льдов уменьшается с октября по май от 19 % до 2 % и от 30 % до 2 % соответственно.

Кроме того, в ноябре начинается формирование однолетних тонких льдов; их доля в общей площади ледяного покрова составляет 17 %. Количество однолетних тонких льдов в декабре составляет 22 %, а в январе достигает своего максимума в 23 % от общей площади ледяного покрова района моря. Их площадь с февраля по май сокращается незначительно, с 18 % до 17 % (см. рис. 2б). Однолетние льды средней толщины встречаются в возрастной структуре льдов северо-восточной части моря в декабре; их площадь не превышает 4 % от общей площади ледяного покрова. С января доля однолетних льдов средней толщины растет, достигая наибольшего значения к маю, от 11 % до 34 % соответственно. Однолетние толстые льды начинают формироваться акватории в феврале, занимая менее 1 % от общей площади ледяного покрова (см. рис. 2б). Площадь однолетних толстых льдов изменяется от 2 % до 15 % в марте–мае; максимум их нарастания в течение холодного сезона приходится на май.

Среди всех возрастных градаций начальные и молодые льды преобладают в ледяном покрове северо-восточного района моря с октября по март, составляя от 81 % до 49 % от его общей площади. В апреле–мае возрастной состав льдов определяется в большей степени однолетними льдами разных толщин: их количество относительно общей площади льдов занимает от 50 % до 65 %. В ноябре–феврале среди однолетних льдов в ледяном покрове района преобладают тонкие, в марте–мае — средние.

Таким образом, в ледяном покрове западной и северо-восточной частей Баренцева моря на протяжении всего холодного сезона наблюдаются льды всех возрастных градаций. Возрастная структура льдов северных районов моря имеет следующие схожие черты:

- начальные и молодые льды сохраняются в ледяном покрове на протяжении всего зимнего периода, а преобладающей возрастной градацией среди них всегда остается серо-белый лед;
- образование однолетних тонких льдов начинается в ноябре, средних — в декабре;
- в течение всего холодного сезона, в т. ч. в период максимального развития ледяного покрова, количество однолетних толстых льдов не превышает количества других градаций однолетних льдов;
- в течение всех зимних месяцев доля старых льдов относительно общей площади ледяного покрова изменяется незначительно, в пределах 1–4 %, за исключением октября, когда ледяной покров только начинает формироваться.

Согласно рис. 2а и 2б, в отдельные месяцы количественное соотношение ледяного покрова разного возраста в северных районах Баренцева моря сохраняется приблизительно одинаковым, кроме градации однолетних толстых льдов. В среднем однолетние толстые льды начинают формироваться в северо-восточной части моря на месяц раньше, чем в западной, в феврале и в марте соответственно. Кроме того, к концу периода формирования ледяного покрова в мае количество льдов этой возрастной градации в западной части почти вдвое меньше, чем в северо-восточной (7 % и 15 % соответственно относительно общей площади ледяного покрова).

Юго-восточная часть Баренцева моря. Рис. 2в показывает, что в октябре порядка 96 % ледяного покрова юго-восточной части моря занимают начальные и молодые льды, среди которых преобладают серо-белые (около 47 % от общей площади).

Формирование ледяного покрова всегда начинается на фоне чистой воды. Процесс замерзания акватории растягивается на весь зимний период: градации начальных и молодых льдов характерны для ледяного покрова каждого зимнего месяца. Вплоть до апреля начальные и молодые льды преобладают в ледяном покрове района моря, занимая от 96 % до 45 % его площади с октября по апрель соответственно (см. рис. 2б).

Среди начальных и молодых льдов градация серо-белых является преобладающей в течение всего холодного сезона года, кроме ноября. Когда процесс ледообразования активизируется, количество начальных и молодых серых льдов составляет порядка 33 % и 37 % соответственно против 19 % для градации молодых серо-белых льдов. Доли молодых льдов с октября по май сокращаются от 23 % до 2 % (серые) и от 47 % до 18 % (серо-белые). Количество начальных льдов относительно общей площади ледяного покрова района моря уменьшается от 26 % до 3 % на протяжении всего зимнего сезона (см. рис. 2б).

Формирование однолетних тонких льдов начинается в декабре, хотя их количество относительно общей площади ледяного покрова составляет не более 4 %. Далее доля тонких льдов в общей площади увеличивается, от 14 % до 26 % с января по апрель соответственно, достигая своего максимального значения в 27 % к маю. Переход части однолетних тонких льдов в следующую градацию, средних, происходит в феврале, когда они занимают около 3 % от общей площади ледяного покрова района (см. рис. 2б). С марта по май относительное количество льдов средней толщины возрастает, от 8 % до 28 % соответственно; максимум их площади на протяжении холодного периода года наблюдается в мае.

Только к концу сезона нарастания толщины ледяного покрова, в мае преобладающей в возрастном составе ледяного покрова акватории становится градация однолетних льдов (около 55 % от общей площади льдов). С февраля по апрель среди однолетних льдов преобладают тонкие, в мае — уже средние льды. Как видно на рис. 2в, при средних условиях однолетние толстые льды в юго-восточной части моря не образуются; они могут встречаться только в самые суровые годы, которых за 24-летний период наблюдений не фиксировалось. Старые льды также не встречаются в ледяном покрове района, за исключением случая 1998 г., когда в осенние месяцы ледообразование началось на фоне остаточных льдов, вынесенных из юго-восточной части Карского моря (этот экстремум не учитывался при расчете средних значений). В целом для юго-восточной части Баренцева моря характерны относительно более благоприятные ледовые условия, чем для западной и северо-восточной частей.

Такой детальный анализ возрастного состава ледяного покрова Баренцева моря, от месяца к месяцу, ранее не проводился, поэтому количественное сравнение площадей льдов различных возрастных градаций по данным разных авторов провести не представляется возможным. Исключение составляет месяц максимального нарастания ледяного покрова на акватории моря (апрель), оценки возрастной структуры для которого показаны в работе [9]. Однако их сравнение будет приведено ниже, при рассмотрении многолетних изменений. Здесь же следует отметить, что по нашим оценкам и оценкам в работе [9] средние сроки формирования однолетних льдов различных толщин (тонких, средних и толстых льдов) при переходе из одной возрастной градации в другую совпадают в большинстве случаев. Так, согласуются месяцы появления однолетних тонких и толстых льдов в северных районах Баренцева моря, в ноябре и в феврале соответственно. Однако, согласно оценкам данного исследо-

вания, в юго-восточной части моря начало формирования тонких льдов приходится на декабрь, по данным [9] — на январь, в среднем на месяц позже.

МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОЗРАСТНОЙ СТРУКТУРЫ ЛЬДОВ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Для апреля, месяца максимального нарастания ледяного покрова в Баренцевом море, для отдельных его частей на рис. 3 приведены межгодовые изменения возрастного состава льдов. При обобщении начальных видов, а также серых и серо-белых льдов в одну общую градацию молодых за период 1997–2021 гг. было получено следующее распределение возрастной структуры ледяного покрова от года к году.

Площади льдов всех возрастных градаций на акватории Баренцева моря подвержены большим межгодовым колебаниям. Согласно рис. 3, количество молодых льдов в западной и северо-восточной частях моря изменяется в среднем от 20 % до 70 %, в юго-восточной — от 20 % до 85 %. Доля однолетних тонких льдов в ледяном покрове моря составляет от 10 % до 55 %, от 10 % до 35 % и от 5 до 50 % в западном, северо-восточном и юго-восточном районах соответственно. Однолетние льды средней толщины занимают от 5 % до 50 % ледяного покрова западной части, от 5 % до 40 % — северо-восточной и, наконец, от 0 % до 50 % — юго-восточной. Площадь однолетних толстых льдов, наименее распространенных среди других градаций однолетних льдов, в среднем изменяется в северных частях моря от 0 % до 35 %. В рамках естественной изменчивости отмечается, что с относительным увеличением в возрастной структуре ледяного покрова моря количества молодых и однолетних тонких льдов сокращается доля однолетних средних и толстых льдов; верно и обратное (см. рис. 3).

В последние годы для северных районов Баренцева моря старые льды становятся редким явлением (на рис. 3 не представлены). Так, на момент максимального нарастания ледяного покрова за исследуемый период они встречались на акватории западной части в 1998, 2003–2004, 2009, 2015, 2017 и 2019 гг. — чаще, чем в северо-восточной, где льды этой возрастной градации отмечались только в 1998, 2002–2003 и 2015 гг. Максимальные значения количества старых льдов наблюдаются как в западной, так и в северо-восточной частях моря в 2003 г., составляя в апреле 8 % и 6 % от общей площади ледяного покрова соответственно. В перечисленные выше годы старые льды в среднем занимают от 1 % до 5 % ледяного покрова отдельных частей моря. Также можно отметить, что после наблюдавшегося в 2012 г. минимума площади арктического ледяного покрова [3] доля однолетних толстых льдов как в западной, так и в северо-восточной части Баренцева моря значительно уменьшилась (см. рис. 3).

В рассматриваемый период 1997–2021 гг. в месяц максимального развития ледяного покрова (апрель) преобладающей возрастной градацией в ледяном покрове Баренцева моря являются однолетние средние льды толщиной 70–120 см. На рис. 4 показана их повторяемость для трех районов моря за многолетний период. Так, в западной части Баренцева моря однолетние льды средней толщины чаще всего, в 21 % случаев, занимают площадь порядка 25–30 % от общей площади ледяного покрова. Для северо-восточного района в 38 % случаев характерна относительная площадь однолетних средних льдов 20–25 %. В юго-восточной части моря однолетние средние льды с равной повторяемостью (в 21 % случаев) составляют 5–10 % или 15–20 % от общей площади ледяного покрова.

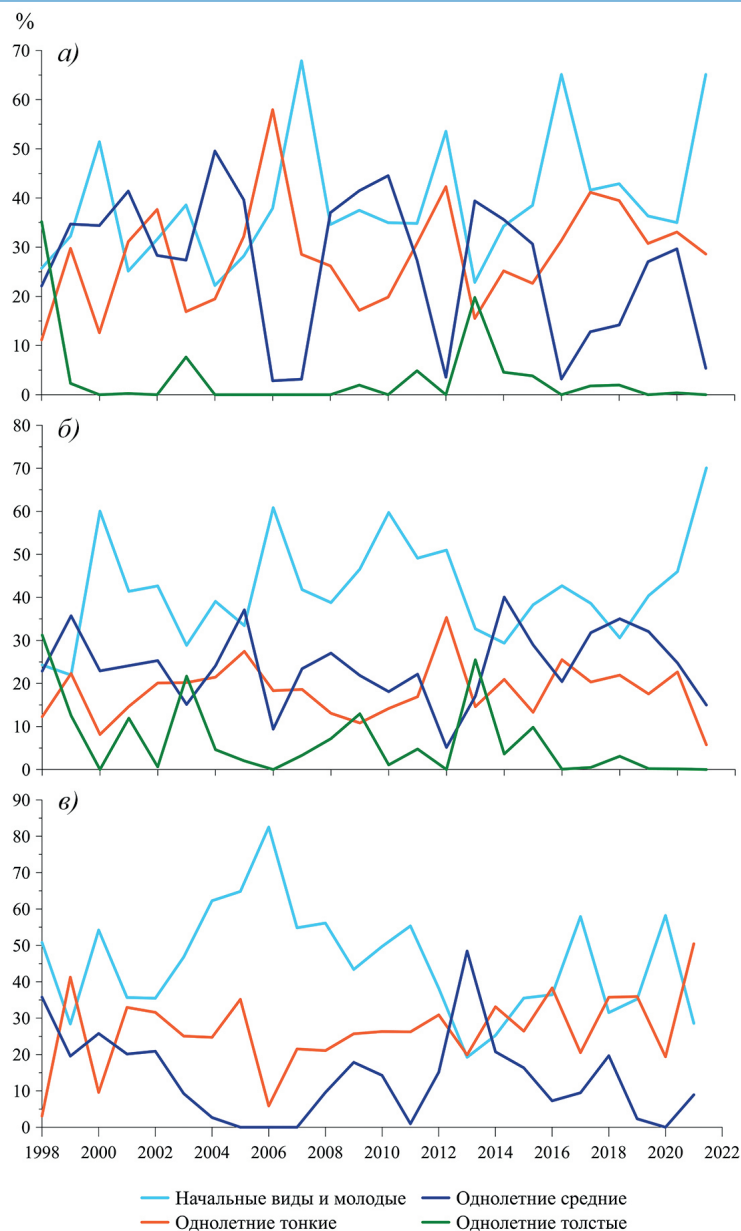


Рис. 3. Межгодовые изменения площадей льдов различных возрастных градаций в ледяном покрове: а) западной, б) северо-восточной, в) юго-восточной частей Баренцева моря в апреле (в % от общей площади льдов).

По оси X указана площадь льдов различных возрастных градаций, в % от общей площади ледяного покрова района Баренцева моря

Fig. 3. Interannual changes in areal fractions of the ice of different age categories for: а) western, б) northeastern, в) southeastern parts of the Barents Sea in April (% of the total ice area).

The X axis shows the area of ice of different age categories, in % of the total area of ice cover in the Barents Sea area

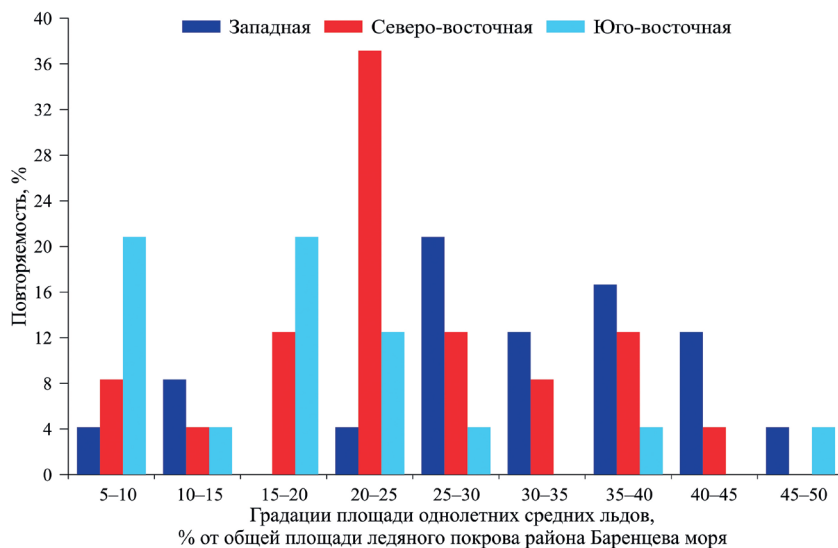


Рис. 4. Повторяемость площадей однолетних льдов средней толщины от общей площади ледяного покрова для отдельных частей Баренцева моря в апреле за период 1997–2021 гг. (в %)

Fig. 4. Average frequencies of the areal fractions of medium first-year ice for three studied areas of the Barents Sea in April during 1997–2021 (%)

На статистическую значимость были оценены линейные и нелинейные (выражены полиномом 2-й степени) тренды величин относительного количества льдов различных возрастных градаций в ледяном покрове исследуемых районов Баренцева моря. Оценка значимости трендов производилась с использованием t-критерия Стьюдента при уровне значимости 99 %. За 24-летний период выделенные тренды оказались статистически незначимыми, т. е. на фоне наблюдающегося сокращения общей площади ледяного покрова Баренцева моря количество льдов различных возрастных градаций в отдельных его частях колеблется в пределах естественной изменчивости. Необходим дальнейший мониторинг возрастной структуры ледяного покрова акватории моря.

Сравним полученные в данном исследовании результаты с другими, более ранними оценками возрастной структуры льдов Баренцева моря. В таблице представлены оценки количества льдов различного возраста в отдельных частях моря, полученные за периоды 1971–1976 гг. (работа [9]) и 1997–2021 гг. (данное исследование). Следует иметь в виду, что в этой работе площадь припайных льдов учитывается при расчете соотношений льдов различных возрастных градаций.

В апреле в ледяном покрове акватории Баренцева моря преобладают однолетние льды местного образования, что подтверждают и результаты нашего исследования. Однако оценки их относительного количества разнятся в значительной степени. Согласно оценкам [9] и нашим оценкам, в юго-восточном районе Баренцева моря доля однолетних льдов от общей его площади составляет 80 % и 42 %, соответственно, в северо-восточном — 86 % и 50 %, в западном — 64 % и 60 %. В 1970-е гг. [9] на момент максимального развития ледяного покрова количество молодых льдов значительно меньше, чем по оценкам в данной работе: в юго-восточной части они занимают 20 % и 45 % соответственно от общей площади льдов всех возрастных градаций, в северо-восточной — 13 % и 41 %, в западной — 12 % и 38 %.

Таблица

**Сравнение оценок возрастного состава льдов в отдельных районах Баренцева моря
в период максимального нарастания ледяного покрова в апреле
(в % от общей площади льдов)**

Table

**Comparison of estimates of the ice age composition for three studied areas of the Barents Sea
during the period of maximum ice cover growth in April
(% of the total ice area)**

Возрастная градация льдов / Район моря	Оценка (1971–1976 гг.) [9]			Наша оценка (1997–2021 гг.)		
	Западный	Северо- восточный	Юго- восточный	Западный	Северо- восточный	Юго- восточный
Начальные виды и молодые	12	13	20	38	41	45
Однолетние тонкие	0	0	64	27	18	26
Однолетние средние	10	17	16	28	24	16
Однолетние толстые	54	69	0	5	8	0
Старые	24	1	0	1	1	0

Таким образом, средняя толщина ледяного покрова Баренцева моря в начале XXI в. по сравнению с серединой 70-х гг. XX в., по данным о его возрастной структуре, уменьшилась: отмечается значительное сокращение количества однолетних толстых льдов и увеличение доли однолетних тонких и средних льдов в ледяном покрове акватории моря. Кроме того, увеличилась и площадь молодых льдов на акватории моря. При учете статистической незначимости трендов межгодовых колебаний количества льдов различных возрастных градаций, следует считать, что количественные изменения в возрастной структуре ледяного покрова Баренцева моря начались раньше 1997 г.

Интересна разница в соотношении старых льдов в ледяном покрове западной части Баренцева моря (24 % по данным [9] и всего 1 % по нашим оценкам; см. таблицу). Скорее всего, в работе [9] представлены завышенные значения площади льдов данной возрастной градации, вызванные увеличенным в период 1971–1976 гг. выносом льдов из Арктического бассейна СЛО. Однако данный вопрос требует более детального рассмотрения и выходит за рамки настоящего исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты исследования сезонных и межгодовых изменений возрастной структуры льдов Баренцева моря в зимний сезон за период 1997–2021 гг. для трех его однородных районов: западного, северо-восточного и юго-восточного. Выполненное исследование позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Процесс ледообразования на акватории Баренцева моря наблюдается в течение всего холодного сезона, поэтому градации начальных и молодых льдов характерны для ледяного покрова всех зимних месяцев.

2. В октябре–марте в возрастной структуре ледяного покрова северных районов моря преобладают начальные и молодые льды, в апреле–мае — однолетние. В юго-восточной части моря преобладание однолетних льдов наблюдается только в мае, а с октября по апрель большую часть ледяного покрова занимают начальные виды и молодые льды.

3. Старые льды наблюдаются на акватории северных районов на протяжении всего холодного периода, однако их количество не превышает 4 % относительно общей площади ледяного покрова, за исключением октября, когда льды только начинают формироваться. Для юго-восточной части моря, где отмечаются наиболее легкие ледовые условия среди других частей моря, не характерно наличие однолетних толстых и старых льдов при средних условиях.

4. Выделенные за период 1997–2021 гг. тренды являются статистически незначимыми. Таким образом, на фоне наблюдающегося сокращения общей площади ледяного покрова Баренцева моря количество льдов различных возрастных градаций изменяется в пределах естественной изменчивости. Поэтому только на основании данных о возрастном составе ледяного покрова за 24-летний период наблюдений нельзя сделать однозначный вывод об уменьшении толщины льдов Баренцева моря.

5. При сравнении оценок возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря, полученных в настоящем исследовании, с более ранними оценками можно сказать, что его средняя толщина в начале XXI в. по сравнению с периодом 1971–1976 гг. уменьшилась. При учете статистической незначимости трендов межгодовых колебаний количества льдов разного возраста следует считать, что количественные изменения в возрастной структуре ледяного покрова Баренцева моря начались раньше 1997 г.

Конфликт интересов. У авторов исследования нет конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 22-27-00443.

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

Funding. The work was supported by the Russian Science Foundation within the framework of the scientific project No. 22-27-00443.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2019. In press.
2. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. № 10. 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.
3. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // *Исследования Земли из космоса*. 2013. Т. 4. С. 50–65. doi: 10.7868/S0205961413040076.
4. Kwok R. Arctic sea ice thickness, volume and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018) // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. № 10. 105005. doi: 10.1088/1748-9326/aae3ec.
5. Егоров А.Г. Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова арктических морей России в начале XXI в. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66. № 2. С. 124–143. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143.
6. Матвеева Т.А., Семенов В.А., Астафьева Е.С. Ледовитость арктических морей и ее связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии // *Лед и Снег*. 2020. Т. 60. № 1. С. 134–148. doi: 10.31857/S2076673420010029.
7. Onarheim I.H., Eldevik T., Smedsrud L.H., Stroeve J.C. Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss // *Journal of Climate*. 2018. V. 31. P. 4917–4932. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0427.1.

8. Моря российской Арктики в современных климатических условиях / Под ред. И.М. Ашика. СПб.: ААНИИ, 2021. 360 с.
9. *Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с.
10. *Аксенов П.В., Иванов В.В.* «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1. С. 42–54. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.
11. *Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., 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. V. 51. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
12. *Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T.* Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // Nature Climate Change. 2018. V. 8. P. 634–639. doi: 10.1038/s41558-018-0205-y.
13. *Pavlova O., Pavlov V., Gerland S.* The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach // Journal of Marine Systems. 2014. V. 130. P. 248–255. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.02.011.
14. *Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А.* Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
15. *Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В., Смоляницкий В.М.* Сезонные изменения возрастного состава льдов в северо-восточной части Карского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. Т. 110. № 4. С. 41–50.
16. *Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В., Смоляницкий В.М.* Формирование возрастного состава льда в юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. Т. 113. № 3. С. 16–26.
17. *Хотченков С.В.* Формирование возрастного состава ледяного покрова в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. Т. 114. № 4. С. 5–15.
18. *Шаратунова М.В., Иванов В.В.* Изменчивость возрастного состава льдов Восточно-Сибирского моря в зимний период // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». СПб.: ХИМИЗДАТ, 2018. С. 692–696.
19. *Павлова Е.А., Юлин А.В., Шевелева Т.В.* Сезонные изменения возрастного состава льдов юго-западной части Чукотского моря в осенне-зимний период // Тезисы докладов Всероссийской научной конференции «Моря России: Год науки и технологий в РФ — десятилетие наук об океане ООН». Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2021. С. 157–158.
20. Архив Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ. URL: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/bag/> (дата обращения: 31.03.2022).
21. *Афанасьева Е.В., Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Демчев Д.М., Чуфарова М.С., Быченков Ю.Д., Девятаев О.С.* Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 5–20. doi: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
22. JCOMM Expert Team on Sea Ice. Sea-Ice Nomenclature: snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature No. 259. Geneva, Switzerland: WMO-JCOMM, 2014. 121 p. doi: 10.25607/OBP-1515.
23. Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей / Под ред. А.И. Данилова, Е.У. Миронова, В.А. Спичкина. СПб.: ААНИИ, 2004. 431 с.
24. *Тюрjakов А.Б., Ильющенкова И.А., Егорова Е.С.* Гидрометеорологические условия появления двухлетнего льда в юго-восточной части Баренцева моря // Тезисы докладов международной научной конференции «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики». СПб.: ГНЦ РФ ААНИИ, 2020. С. 306–309.

25. Думанская И.О. Ледовые условия морей европейской части России. М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2014. 608 с.
26. 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. Т. 15. № 1. С. 82–97. doi: 10.48612/fpg/1krp-xbuk-6gpz.

REFERENCES

1. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2019: In press.
2. Stroeve J., Notz D. Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environmental Research Letters*. 2018, 13 (10): 103001. doi: 10.1088/1748-9326/aade56.
3. Ivanov V.V., Alekseev V.A., Alekseeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Is the Arctic ice sheet becoming seasonal? *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Exploration of the Earth from space. 2013, 4: 50–65. [In Russian]. doi: 10.7868/S0205961413040076.
4. Kwok R. Arctic sea ice thickness, volume and multiyear ice coverage: losses and coupled variability (1958–2018). *Environmental Research Letters*. 2018, 13 (10): 105005. doi: 10.1088/1748-9326/aae3ec.
5. Egorov A.G. The Russian Arctic seas ice age composition and thickness variation in winter periods at the beginning of the 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (2): 124–143. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-2-124-143.
6. Matveeva T.A., Semenov V.A., Astafyeva E.S. Arctic sea ice coverage and its relation to the surface air temperature in the Northern Hemisphere. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 134–148. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010029.
7. Onarheim I.H., Eldevik T., Smedsrud L.H., Stroeve J.C. Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*. 2018, 31: 4917–4932. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0427.1.
8. Moria rossiiskoi Arktiki v sovremennykh klimaticheskikh usloviyakh. Seas of the Russian Arctic in modern climatic conditions. St. Petersburg: Proc. of AARI, 2021: 360 p. [In Russian].
9. Mironov Ye.U. *Ledovye usloviya v Grenlandskom i Barentsevom moriyakh i ikh dolgosrochnyye prognozy*. Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and its long-term forecast. St. Petersburg: AARI, 2004: 319 p. [In Russian].
10. Aksenov P.V., Ivanov V.V. «Atlantification» as a possible cause for reducing of the sea-ice cover in the Nansen Basin in winter. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (1): 42–54. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.
11. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., 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: 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
12. Lind S., Ingvaldsen R. B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nature Climate Change*. 2018, 8: 634–639. doi: 10.1038/s41558-018-0205-y.
13. Pavlova O., Pavlov V., Gerland S. The impact of winds and sea surface temperatures on the Barents Sea ice extent, a statistical approach. *Journal of Marine Systems*. 2014, 130: 248–255. doi: 10.1016/j.jmarsys.2013.02.011.
14. Gudkovich Z.M., Kirillov A.A., Kovalev E.G., Smetannikova A.V., Spichkin V.A. *Osnovy metodiki dolgosrochnykh ledovykh prognozov dlia arkticheskikh morei*. Fundamentals of the methodology of long-term ice forecasts for the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972: 348 p. [In Russian].
15. Karklin V.P., Hotchenkov S.V., Yulin A.V., Smolyanitsky V.M. Seasonal changes in the stages of sea ice development in northeast part of the Kara Sea during the autumn and winter period. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2016, 4 (110): 41–50. [In Russian].

16. Karklin V.P., Hotchenkov S.V., Yulin A.V., Smolyanitsky V.M. Formation of the stages of sea ice development composition in the south-western part of the Kara Sea during autumn-winter season. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2017, 3 (113): 16–26. [In Russian].
17. Hotchenkov S.V. Stages of sea ice development in the Laptev Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2017, 4 (114): 5–15. [In Russian].
18. Sharatunova M.V., Ivanov V.V. The variability of ice age composition in the winter period of the East Siberian sea. Proceedings of the II All-Russian Conference «Hydrometeorology and Ecology: Achievements and Development Prospects». St. Petersburg: KhIMIZDAT, 2018: 692–696. [In Russian].
19. Pavlova E.A., Yulin A.V., Sheveleva T.V. Seasonal changes in the ice age composition in the south-western part of the Chukchi Sea in the autumn-winter period. Abstracts of the All-Russian Scientific Conference «Russian Seas: Year of Science and Technology in the Russian Federation — UN Decade of Ocean Sciences». Sevastopol: FGBUN FITs MGI, 2021: 157–158. [In Russian].
20. AARI WDC Sea-Ice archive. Available at: <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/bar/> (accessed 31.03.2022).
21. Afanasieva Ye.V., Alekseyeva T.A., Sokolova Yu.V., Demchev D.M., Chufarova M.S., Bychenkov Yu.D., Devyatayev O.S. Methodology of ice chart compilation. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2019, 7: 5–20. [In Russian].
22. JCOMM Expert Team on Sea Ice. Sea-Ice Nomenclature: snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature No. 259. Geneva, Switzerland: WMO-JCOMM, 2014: 121 p. doi: 10.25607/OBP-1515.
23. *Izmenchivost' prirodnikh uslovii v shel'fovoi zone Barentseva i Karskogo morei*. Variability of natural conditions in the shelf zone of the Barents and Kara seas. St. Petersburg: AARI, 2004: 431 p. [In Russian].
24. Tyuryakov A.B., Il'yushchenkova I.A., Egorova E.S. Hydrometeorological conditions of 2nd year ice appearance in the south-eastern Barents Sea. Abstracts of International Scientific Conference «Comprehensive Research of the Natural Environment of the Arctic and Antarctic». St. Petersburg: SSC RF AARI, 2020: 306–309. [In Russian].
25. Dumanskaia I.O. *Ledovye usloviia morei evropeiskoi chasti Rossii*. Ice conditions in the seas of the European part of Russia. Moscow; Obninsk: IG-SOTsIN, 2014: 608 p. [In Russian].
26. 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'naja i prikladnaja gidrofizika*. Fundamental and Applied Hydrophysics. 2022, 15 (1): 82–97. [In Russian]. doi: 10.48612/fpg/1krp-xbuk-6gpz.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-234-247>
УДК 551.326.1.



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Климатическая изменчивость ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов

Н.А. Лис, Е.С. Егорова*

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

**nalis@aari.ru*

Резюме

В работе представлена статистическая структура как синоптической, так и климатической изменчивости ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов по базе данных ФГБУ «ААНИИ». Выявлены климатические периоды колебаний ледовитости, характеризующиеся относительной стабильностью (1928–1985 гг.) и активным таянием ледяного покрова (1986–2021 гг.). Показаны числовые оценки значимой разницы между предлагаемыми временными выборками. Рассмотрены характеристики тренда изменчивости площади льдов зимнего и летнего сезонов за выделенные периоды для всей акватории Баренцева моря и отдельных его районов. Установлены статистические оценки сравнения рядов ледовитости районов между собой. Оценена инерционность изменчивости площади льдов. Представленные результаты могут послужить основой при разработке моделей, описывающих долгопериодные колебания площади льдов Баренцева моря.

Ключевые слова: Баренцево море, долгопериодные колебания, морской лед, площадь льда, статистическая структура.

Для цитирования: Лис Н.А., Егорова Е.С. Климатическая изменчивость ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 234–247. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-234-247>.

Поступила 16.06.2022

После переработки 11.08.2022

Принята 30.08.2022

Climatic variability of the ice extent of the Barents Sea and its individual areas

Natalya A. Lis, Elizaveta S. Egorova*

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

**nalis@aari.ru*

Summary

The ongoing decrease in the ice cover is one of the main consequences of global climate change. The Barents Sea, as part of the North European basin, is an area that is one of the first to react to these changes. According

to the AARI database, before the start of the current century the ice extent in the winter season varied from $600 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ to $900 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ in different years, while over the past 20 years the lower border has dropped to $350 \cdot 10^3 \text{ km}^2$. At the same time, the ice extent in the summer season has decreased more than 3 times. The aim of the article is to study the statistical structure of the longterm variability of the ice extent on the basis of the latest data, in order to identify the patterns of change characteristic of individual areas of the Barents Sea over the past decades. The main research methods include basic statistics, linear trend, stationary assessment, autocorrelation and the correlation coefficient. The work contains numerical estimates of the trend component for all the parts of the water area. The maximum contribution of the linear trend is due to the northeastern region and comprises 63 %. The maximum seasonal fluctuations are characteristic of the southeastern region, with almost complete freezing in winter (up to 99 %, as in the northeast) and complete clearing in summer and the absence of old ice. The same area has the least connection with the other parts (R less than 0.25) and the variability of its characteristics depends to a greater extent not only on the circulation of cold Arctic waters and the entry of warm Atlantic water, but also on river runoff. The north-eastern region is characterized by the capacity for retaining the “memory” of the previous state for more than 5 years, which indicates the highest inertia of the factors making for the variability of the ice extent. The speed of reducing the ice cover because of melting is estimated at $1.76 \cdot 10^3 \text{ km}^2/\text{month}$, while the rate of increase in the ice extent as a result of ice growth is estimated at $1.26 \cdot 10^3 \text{ km}^2/\text{month}$. Accordingly, the ice melts faster than it has time to grow, which leads to a decrease in the ice extent.

Keywords: Barents Sea, ice extent, interannual variability, sea ice, statistical structure.

For Citation: Lis N.A., Egorova E.S. Climatic variability of the ice extent of the Barents Sea and its individual area. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 234–247. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-234-247>.

Received 16.06.2022

Revised 11.08.2022

Accepted 30.08.2022

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море (БМ) является частью Северо-Европейского бассейна (СЕБ) вместе с Гренландским, Норвежским и Белым морями. В этом регионе морские льды особо чувствительны к климатическим изменениям [1, 2]. Однако, ввиду особенностей гидрометеорологического режима и внутреннего расположения, Белое море изучается отдельно. Норвежское море никогда не покрывается льдом из-за активного притока теплых вод Северо-Атлантического течения, являющихся продолжением ветви Гольфстрима. Баренцево и Гренландское моря часто исследуют совместно [3, 4] в связи с круглогодичным наличием ледяного покрова и некоторыми схожими и взаимосвязанными механизмами формирования гидрометеорологического и ледового режимов. Также Баренцево море часто анализируют с соседствующим Карским [5, 6]. Это связано с тем, что эти моря сообщаются между собой и оба подвержены влиянию ветвей теплых атлантических вод и поступающих из Арктического бассейна холодных вод и льдов [2, 7, 8].

В связи с продолжающимися климатическими изменениями, выраженными заметным сокращением площади льдов в СЛО [9, 10], изучение особенностей межгодовой изменчивости Баренцева моря привлекает все больший интерес [11–13]. Так, по базе данных ФГБУ «ААНИИ», до начала 2000-х гг. площадь льда зимой варьировалась в разные годы от 600 тыс. km^2 до 900 тыс. km^2 . За последние же 20 лет нижняя граница опустилась до 350 тыс. km^2 (минимум наблюдался в 2016 г.). При этом площадь льда в летний сезон сократилась более чем в 3 раза. Кроме того, акватория моря является экономически важным районом, связанным прежде всего с добычей углеводородов и разработкой новых месторождений на шельфе, а также

с рыбным промыслом. При этом в исследованиях долгопериодных колебаний ледовитости данного района за последние 15 лет рассматривалась вся акватория целиком [4, 14], тогда как очевидны большие различия в гидрологическом и ледовом режимах его отдельных районов [2, 3].

Цель данной работы состоит в исследовании статистической структуры внутригодовой и долгопериодной изменчивости, а также в выявлении закономерностей изменения площади льда за последние десятилетия, характерных как для всего моря целиком, так и для отдельных его районов, на основании последних наиболее актуальных данных о ледовитости.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В работе были использованы архивные данные о ледовитости отдельных районов моря с 1928 по 2021 г., предоставленные отделом ледового режима и прогнозов ФГБУ «ААНИИ». Данные представляют собой среднемесячные значения ледовитости (в %) отдельных районов Баренцева моря, выделенных в работе [3]: западного (площадью 737 тыс. км²), северо-восточного (площадью 398 тыс. км²) и юго-восточного (площадью 253 тыс. км²) (рис. 1).

Ледовитость (площадь, занятая льдами, в границах моря [15]), выраженная в процентах, была пересчитана в площадь льда, выраженную тыс. км², для некоторых статистических характеристик для удобства понимания и оценки межгодовой изменчивости. Кроме того, были рассчитаны средние значения ледовитости не для календарных, а для климатических сезонов, как наиболее характерных: лето — июль–сентябрь, зима — декабрь–апрель, которые были выделены ранее в работе [3].

В качестве основных методов исследования использовался статистический анализ, которые включал в себя в первую очередь основные статистики [16]. Также

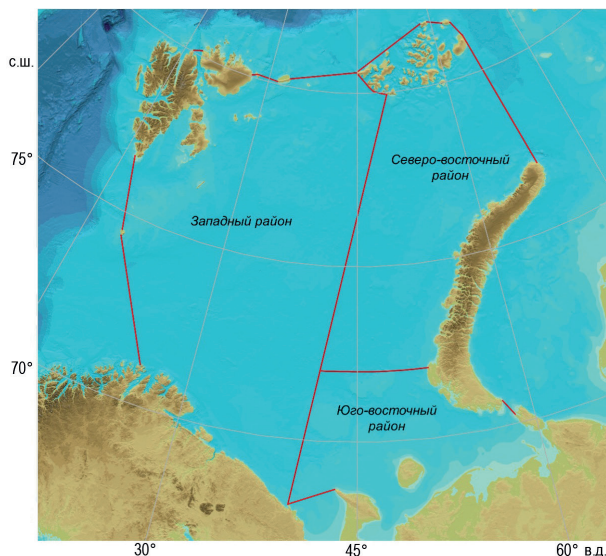


Рис. 1. Карта-схема расположения границ районов Баренцева моря с однородным ледово-гидрологическим режимом

Fig. 1. The map-scheme of the location of the boundaries of the parts of the Barents Sea with a homogeneous ice-hydrological regime

был рассчитан и проанализирован линейный тренд, который позволяет оценить тенденцию климатических изменений: уменьшается или увеличивается площадь льда и скорость, с которой происходит это изменение. При этом рассматривался не только весь период целиком, но и были выделены два периода с характерными особенностями изменчивости: первый период (1928–1985 гг.), не имеющий значимого тренда, и второй (1986–2021 гг.), характеризующийся наличием значимого отрицательного тренда. Значимость тренда определялась с помощью критерия Стьюдента при уровне значимости 0,05 и числе степеней свободы $N - 1$, где N представляет собой длину рассматриваемого ряда [17].

Также была оценена связь между изменчивостью ледовитости в разных районах за рассматриваемый период. Определена инерционность ледовитости с помощью расчета коэффициентов автокорреляции после удаления линейного тренда из исследуемых рядов [16, 17].

ВНУТРИГОДОВАЯ СТРУКТУРА ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Внутригодовую изменчивость ледовитости Баренцева моря за период 1928–2021 гг. показывает жирная кривая на рис. 2: для всей акватории Баренцева моря — *а*; в западной (3) части — *б*; в северо-восточной (СВ) — *в*; юго-восточной (ЮВ) — *г*. Наименьшая площадь ледяного покрова в среднем многолетнем плане наблюдается в сентябре, наибольшая площадь — в апреле. Но, как видно из рис. 2, в отдельные

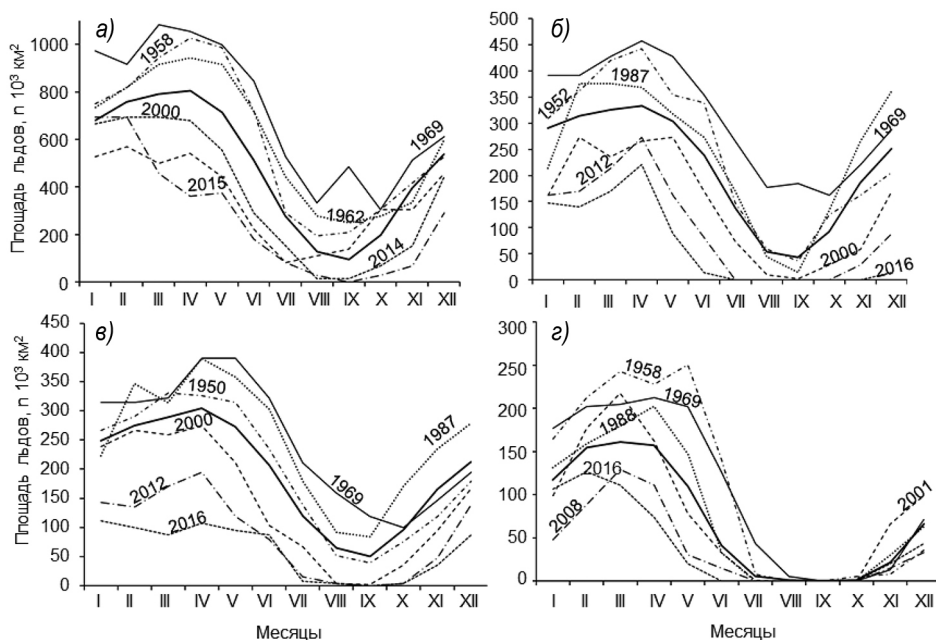


Рис. 2. Изменения площади ледяного покрова на всей акватории Баренцева моря (*а*), в западном (*б*), северо-восточном (*в*) и юго-восточном (*г*) районах в характерные годы (тонкие линии) и среднееголетнее значение за период 1928–2021 гг. (жирная линия)

Fig. 2. Changes in the area of the ice extent in the entire water area of the Barents Sea (*a*), in the Western (*b*), North Eastern (*v*) and South Eastern (*g*) areas in typical years (thin lines) and average long-term value for the period 1928–2021 (bold line)

годы даты минимального и максимального развития ледяного покрова варьировались в пределах 3–5 месяцев. Как видно, юго-восточный район Баренцева моря (см. рис. 2с) имеет наименьшую площадь льда в течение всего года. Конечно же, это связано в первую очередь и с наименьшей площадью самого района. Одновременно с этим юго-восточный район является единственным, который полностью очищается ото льда в разные годы в промежутке с июня по ноябрь. В зимний же сезон ледовитость юго-восточного района в среднем составляет 65 %. Максимальная площадь льдов приходится на западный и северо-восточный районы акватории, которые полностью очищаются ото льда в летние месяцы лишь в последние годы.

Статистический анализ внутригодовых изменений площади льдов в Баренцевом море демонстрирует следующие особенности структуры сезонных колебаний, приведенные в табл. 1.

Таблица 1

**Статистические характеристики внутригодовых изменений площади льдов
Баренцева моря**

Table 1

Statistical characteristics of intra-annual changes in the area of the ice of the Barents Sea

	Количество лет с максимальной и минимальной ледовитостью в процентном соотношении							
	БМ	З	СВ	ЮВ	БМ	З	СВ	ЮВ
	максимальные				минимальные			
I	5	7	6	2	**	**	**	**
II	20	13	9	21	**	**	**	**
III	26	19	22	27	**	**	**	**
IV	46	51	56	44	**	**	**	**
V	3	7	7	7	**	**	**	**
VI	*	*	*	*	**	**	**	2
VII	*	*	*	*	2	5	**	16
VIII	*	*	*	*	25	30	18	23
IX	*	*	*	*	68	54	79	26
X	*	*	*	*	5	8	3	24
XI	*	*	*	*	**	3	**	8
XII	*	*	1	*	**	**	**	1

Месяцы	Среднегодовое ледовитость, %				Коэффициент вариаций			
I	45	38	62	45	0,21	0,30	0,24	0,31
II	52	43	69	60	0,21	0,26	0,25	0,25
III	56	46	74	65	0,20	0,24	0,23	0,25
IV	58	47	79	63	0,23	0,26	0,22	0,32
V	49	42	70	45	0,28	0,29	0,28	0,55
VI	35	34	53	17	0,38	0,36	0,39	0,93
VII	19	19	30	2	0,50	0,58	0,49	1,93
VIII	9	8	16	0	0,71	0,92	0,68	4,82
IX	6	6	12	0	0,93	1,13	0,72	7,92
X	13	12	23	0	0,58	0,75	0,49	4,60
XI	24	23	39	8	0,35	0,50	0,36	1,15
XII	35	32	52	25	0,25	0,34	0,27	0,54

Примечание. * В годовом цикле в этом месяце максимум не наблюдался; ** в годовом цикле в этом месяце минимум не наблюдался.

Note. * The maximum was not observed in the annual cycle this month; ** the minimum was not observed in the annual cycle this month.

Максимальная величина площади льдов чаще всего (в 44–56 % случаев) наблюдалась в апреле для всех районов и составляла от 47 % (запад, площадь льдов $349 \cdot 10^3 \text{ км}^2$) до 79 % (северо-восток, площадь льдов $313 \cdot 10^3 \text{ км}^2$). Значительно реже (в 19–27 % случаев) отмечалась в марте. В отдельные годы наибольшее распространение льдов приходилось на январь, февраль, март и в 1995 г. на декабрь. Минимальная величина площади льдов наблюдалась преимущественно в сентябре и в среднем равнялась $92 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (на всей акватории, ледовитость 6 %), $43 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (запад, ледовитость 6 %), $49 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (северо-восток, ледовитость 12 %). Юго-восточный район в сентябре полностью очищается ото льда. Наименьшая ледовитость в сентябре свойственна для всего Северо-Европейского бассейна [18]. Но и в июне, июле и сентябре в отдельные годы также отмечалась минимальная ледовитость. В среднем она составляла от 0 до 12 % в разных районах Баренцева моря.

Для оценки степени вариации площади льдов для Баренцева моря было рассчитано отношение стандартного отклонения к средней площади льдов. Результаты, приведенные в табл. 1, констатируют статистическую закономерность: наименьшая степень вариаций наблюдается в осенне-зимний период (0,20–0,25 для всей акватории) и увеличивается в зимний сезон, достигая максимума летом (0,71–0,93 для всей акватории). Аналогичная закономерность отмечается во всех районах Баренцева моря.

Внутригодовые величины ледовитости площади льдов значительно меняются от года к году. Скорость сокращения площади льдов в результате таяния оценивается в 1,76 тыс. $\text{км}^2/\text{месяц}$, а скорость увеличения ледовитости в результате нарастания льда оценивается в 1,26 тыс. $\text{км}^2/\text{месяц}$. Приведенные оценки показывают, что сезонное уменьшение ледовитости в Баренцевом происходит быстрее, чем увеличение, что приводит к уменьшению площади льда.

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Одним из основных методов исследования закономерностей временной структуры долгопериодных колебаний площади льда является анализ тренда временного ряда [9, 16]. При этом ледовитость была пересчитана в площади для каждого района Баренцева моря для зимнего и летнего сезонов, а также для всей акватории целиком. Однако в межгодовой изменчивости площади льдов Баренцева моря нами были выделены два периода: 1928–1985 гг. и 1986–2021 гг. Разделение именно на такие периоды связано с тем, что, кроме визуального анализа (см. рис. 3), ранее был опубликован ряд работ по температуре, солености, толщине перемешанного слоя и другим параметрам, в которых были выделены схожие периоды до и после 1980-х гг., но для всего СЛО [19–21].

Для всех районов, как для лета, так и для зимы, отчетливо выделяется период относительно стабильной изменчивости ледовитости (см. рис. 3). В этот период линейный тренд является незначимым (табл. 2). Эмпирическое значение критерия Стьюдента не превышает его критическую величину, а коэффициент детерминации не превышает $R^2 = 0,02$ с величиной тренда, колеблющейся в пределах 0,01–0,53 тыс. $\text{км}^2/\text{год}$ по модулю. В указанный период, несомненно, происходило как уменьшение, так и увеличение площади льдов, но в целом положение среднего значения оставалось неизменным.

При рассмотрении изменчивости площади льдов 1986–2021 гг. хорошо, даже визуально (см. рис. 3), выделяется отрицательный линейный тренд для всех районов за летний и зимний сезоны, кроме лета юго-восточной области. Рассмотрим характеристики тренда более подробно.

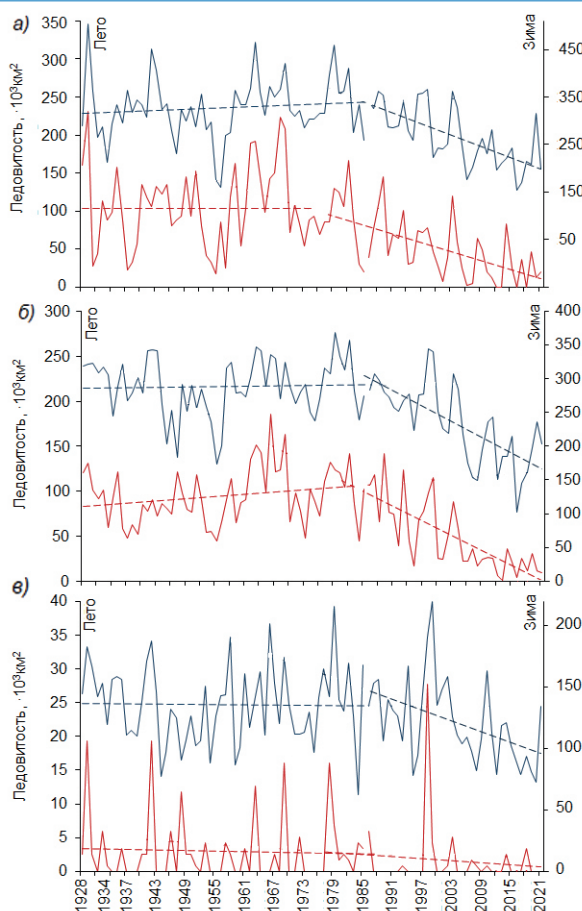


Рис. 3. Межгодовая изменчивость ледовитости западного (а), северо-восточного (б), юго-восточного (в) районов Баренцева моря в зимний (синий) и летний (красный) сезоны за период 1928–2021 гг. с нанесенными линиями линейного тренда (пунктирные линии)

Fig. 3. Interannual variability of the ice extent of Western (a), North Eastern (b), South Eastern (c) areas of the Barents Sea in the winter (blue) and summer (red) seasons for the period 1928–2021 with the lines of the linear trend (dashed lines)

Зимний сезон (декабрь–апрель). Наибольшее значение коэффициента детерминации наблюдается в северо-восточном районе — $R^2 = 0,49$, при этом величина тренда составляет $-3,85$ тыс. км²/год (см. табл. 2). Отрицательная величина тренда говорит об уменьшении площади льда. Наименьший R^2 соответствует юго-восточному району и равен $0,21$. Данная величина приходится на границу значимости, т. е. значима, но весьма мала. Величина тренда юго-восточного района $-1,48$ тыс. км²/год, что в 2,6 раз меньше, чем в северо-восточном. Вероятно, это связано с тем, что для северо-восточного района (как и для западного) характеристики площади льда сезонного хода аналогичны другим арктическим морям. Ледяной покров в зимний сезон в северо-восточном районе занимает всю площадь (ледовитость достигает 99 %), а также в этом (как и в западном) районе Баренцева моря наблюдаются в отдельные годы старые льды. В зимний сезон практически равный вклад в общую ледовитость моря вносят западный — 43 % и се-

Таблица 2

Характеристики линейного тренда для площади льда отдельных районов Баренцева моря за различные периоды

Table 2

The characteristics of the linear trend for the ice extent of individual regions of the Barents Sea for various periods

Количество лет в периоде, n	Период	Зимний сезон			Летний сезон			Год	
		R^2	Величина тренда, тыс. км ² /год	Величина тренда, тыс. км ² /n лет	R^2	Величина тренда, тыс. км ² /год	Величина тренда, тыс. км ² /n лет	R^2	Величина тренда, тыс. км ² /год
92	1928–2021	0,16	-1,03	-94,76	0,24	-0,99	-91,08	0,24	-1,09
58	1928–1985	0,01	0,41	23,78	0,00	-0,01	-0,58	0,01	0,30
36	1986–2021	0,45	-3,96	-142,56	0,31	-1,95	-70,2	0,19	1,36
92	1928–2021	0,25	-1,03	-94,76	0,25	-0,76	-69,92	0,30	-0,98
58	1928–1985	0,00	0,09	5,22	0,05	0,41	23,78	0,02	0,25
36	1986–2021	0,49	-3,85	-138,6	0,55	-2,74	-98,64	0,63	-3,86
92	1928–2021	0,06	-0,30	-27,6	0,02	-0,03	-2,76	0,10	-0,25
58	1928–1985	0,00	-0,03	-1,74	0,00	-0,01	-0,58	0,00	-0,02
36	1986–2021	0,21	-1,48	-53,28	0,01	-0,05	-1,8	0,16	-0,85
92	1928–2021	0,22	-2,36	-217,12	0,28	-1,77	-162,84	0,28	-2,31
58	1928–1985	0,00	0,47	27,26	0,01	0,39	22,62	0,01	0,53
36	1986–2021	0,53	-9,29	-334,44	0,48	-4,74	-170,64	0,61	-8,58

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены значения коэффициента детерминации R^2 , статистически значимые при уровне значимости 0,05.
 Note. Shown in bold are the values of the R^2 determination coefficient that are statistically significant at a significance level of 0,05.

ро-восточный — 38 % районы (рис. 4). В то же время юго-восточный район полностью очищается ото льда летом и полностью замерзает зимой, при этом преобладают более тонкие льды, и имеет наименьший вклад, не превышающий 21 %.

Теплые воды, которые приносятся одной из ветвей Северо-Атлантического течения — Нордкапским течением, на юго-восточный район, несомненно, имеют большее влияние, чем на более северные районы Баренцева моря, которые также находятся под влиянием теплых вод Северной Атлантики, приносимых Новоземельским прибрежным течением и его восточной ветвью [22]. Также на юго-восточный район дополнительное влияние оказывает его мелководность и сток такой крупной реки, как Печора [2]. Западный район является своего рода промежуточным по ледовому и гидрологическому режимам. Это район, в котором преобладают однолетние льды [3], что и проявляется в характеристиках трендовой составляющей (см. рис. 3). Коэффициент детерминации равен 0,45 с величиной тренда $-3,96$ тыс. км²/год. Если же рассматривать всю акваторию целиком, то значимый отрицательный тренд говорит об уменьшении площади льда со скоростью $9,23$ тыс. км²/год. Что немало при общей площади моря 1424 тыс. км² и максимально замерзающей ее части в 1044 тыс. км². Особенно это видно в последние годы, когда за 10 лет (2010–2021 гг.) максимальная площадь, покрытая льдом в зимний сезон, занимала менее 637 тыс. км². Величина тренда в северо-восточном и юго-восточном районах за период 1986–2021 гг. составляет $-138,60$ тыс. км²/36 лет и $-52,28$ тыс. км²/36 лет соответственно, что превышает для данных районов величину тренда за 1928–1985 гг. ($5,22$ тыс. км²/58 лет и $-53,28$ тыс. км²/58 лет) практически в 30 раз за меньшее количество лет. Схожая ситуация наблюдается и для западного района — величина тренда за период после 1986 г. превышает таковую за предыдущие 58 лет в 6 раз.

Летний сезон (июнь–сентябрь). Наблюдается схожее распределение вклада трендовой составляющей в общую дисперсию ряда, выраженного коэффициентом детерминации. Наибольшие значения $R^2 = 0,55$ соответствуют северо-восточному району, наименьшие — юго-восточному. При этом линейный тренд в юго-восточном районе статистически не значим ни для одного из рассматриваемых периодов (см. табл. 2). Северо-восточный район вносит наибольший вклад в общую ледовитость летнего сезона всего моря в 56 %. Вклад юго-восточного района в общую ледовитость всего моря минимален.

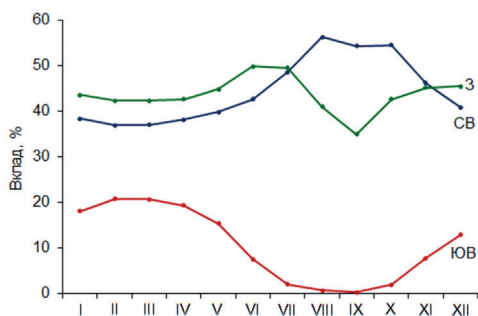


Рис. 4. Вклад отдельных районов в общую ледовитость Баренцева моря по месяцам: западный (зеленая линия), северо-восточный (синяя линия), юго-восточный (красная линия) районы за 1928–2021 гг.

Fig. 4. The contribution of individual regions to the general ice coverage of the Barents Sea by month: Western (green line), North Eastern (blue line), South Eastern (red line) for 1928–2021

Стоит отметить, что процесс уменьшения общей многолетней площади льдов летом происходит интенсивнее, чем его нарастание зимой, что выражается в более высоких значениях коэффициента детерминации и величины тренда за более короткий период. Как для зимнего, так и для летнего сезонов характерно отсутствие тренда в 1928–1985 гг. Из чего следует, что климатические изменения площади льдов в разных районах Баренцева моря формируются по-разному и, соответственно, могут иметь различные причины.

Интересно, что вклад западного района увеличивается в зимне-весенний период и резко уменьшается в летний. Тогда как в северо-восточном районе ситуация просматривается обратная — увеличение вклада в летние месяцы и снижение с осени по весну (см. рис. 4). Вклад юго-восточного района распределяется схожим образом с западным. Стоит отметить, что в каждом районе ледовитость уменьшилась в различной степени. Так, в северо-восточном районе она сократилась наибольшим образом — на 14 % (на 50 тыс. км² при площади района 398 тыс. км²), в западном — на 8 % (60 тыс. км² при площади района 737 тыс. км²) как в зимний, так и в летний сезоны, в юго-восточном — на 5 % за зимний сезон (14 тыс. км² при площади района 253 тыс. км²) и всего на 1 % за летний период (1 тыс. км²). Вероятно, это связано с наличием большей площади старых льдов в северо-восточном районе и большим количеством однолетних льдов в западном.

Таблица 3

**Коэффициенты автокорреляционной функции ледовитости за 1928–2021 гг.
для различных районов Баренцева моря**

Table 3

**The coefficients of the auto-correlation function of the ice extent for various parts
of the Barents Sea for 1928–2021**

Сдвиг, лет	Северо-восточный район			Западный район			Юго-восточный район		
	зима	лето	год	зима	лето	год	зима	лето	год
0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1	0,59	0,50	0,68	0,44	0,41	0,54	0,23	—	0,28
2	0,34	0,40	0,41	0,28	—	0,29	—	—	—
3	—	0,42	0,34	—	—	0,23	—	—	—
4	—	0,38	0,37	—	—	—	—	—	—
5	—	0,35	0,43	—	—	—	—	—	—

Примечание. Знаком «—» обозначен незначимый коэффициент корреляции при уровне значимости 0,05.

Note. An insignificant correlation coefficient is indicated by a “—” sign at a significance level of 0.05.

Дополнительно для сравнения внутренней структуры изменчивости площади льдов в отдельных районах был произведен анализ автокорреляционной функции, который позволяет оценить инерционность изменчивости процесса. Для этого из исходных рядов 1928–2021 гг. был удален линейный тренд (тренд рассчитывался для всей длины ряда), а затем рассчитан коэффициент корреляции. Статистически значимые коэффициенты корреляции представлены в табл. 3. Очевидно, инерционность в разных районах различна. Так, наиболее долго — более пяти лет — сохраняет свою «память» изменчивость площади льда в летний сезон северо-восточного района, что также находит отражение в ряду среднегодовых величин. Наименьшая инерционность наблюдается в юго-восточном районе и в пределах межгодовой изменчивости

отсутствует. Западный район сохраняет и в данной характеристике структуры своего рода среднее положение, инерционность составляет от года до трех.

Данный результат говорит о том, что северо-восточный район в связи с меньшим влиянием притока теплых вод из Северной Атлантики является относительно других районов наиболее стабильным, что можно использовать при разработке различных моделей. Наибольший коэффициент корреляции отмечается между западным и северо-восточными районами для зимнего и летнего сезонов (0,7), северо-восточным и юго-восточным (0,6) для зимы. Наименьшая корреляция между западным и юго-восточными районами, что говорит о необходимости разработки моделей для каждого района по отдельности, особенно для юго-восточного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью анализа основных статистических характеристик выявлены особенности внутригодовой изменчивости ледовитости для отдельных районов Баренцева моря. За последние 20 лет площадь льда Баренцева моря значительно уменьшилась, достигнув минимума в 2016 г. в 350 тыс. км². При этом площадь льда в летний сезон сократилась более чем в 3 раза.

Во всех районах (за летний и зимний сезоны) выделен период относительно стабильной изменчивости ледовитости 1928–1985 гг., который характеризуется отсутствием значимого линейного тренда. В связи с чем наибольший интерес для исследования представляет собой период 1986–2021 гг., имеющий значимый отрицательный тренд для всех районов (R^2 составил 0,49 для северо-восточного, 0,45 для западного, 0,21 для юго-восточного районов в зимний сезон). В данный период (после 1986 г.) в летний сезон в юго-восточном районе не выделяется значимый линейный тренд, тогда как для северо-восточного и западного районов коэффициент детерминации (соответственно, линейный тренд) значим. При сравнении величины тренда за выделяемые периоды очевидна разница в многолетней изменчивости: за 36 лет (1986–2021 гг.) величина тренда площади льда БМ превысила таковую за предшествующие 58 лет (1928–1985 гг.) в 12 и 6,5 раз в зимний и летний сезоны соответственно, что говорит о более интенсивном изменении ледовитости за период после 1986 г. Приведенные числовые оценки подтверждают в определенной степени адекватность разделения для анализа на предлагаемые периоды.

Определена различная степень как инерционности, так и взаимосвязи между всеми тремя районами. Автокорреляционная функция показывает, что наибольшая инерционность свойственна северо-восточному району в летний сезон — более 5 лет. Наименьшая инерционность — юго-восточному, коэффициенты автокорреляции статистически значимы лишь на сдвиге в 1 год, а летом и вовсе не значимы. Западный район: от года до трех. Сокращение площади льдов в разных районах происходит с различной скоростью. На северо-восточный район приходится по уменьшению площади льда на 4 тыс. км²/год при площади 397,7 тыс. км², тогда как в юго-восточном районе уменьшение составляет 1,5 тыс. км²/год при его площади 252,8 тыс. км². Одновременно с этим каждый район вносит разный вклад в общую ледовитость Баренцева моря. В летний сезон максимальный вклад вносит северо-восточный район — 56 %, в зимний — вклад западного и северо-восточного районов практически одинаковый — 43 % и 38 % соответственно. Тогда как юго-восточный район в течение всего года вносит наименьший вклад.

По результатам исследований, представленных в настоящей работе, предложено использовать при исследовании климатической изменчивости ледовитости Баренце-

ва моря разделение временных рядов ледовитости на два характерных периода: до 1985 г. и после. Также для дальнейшей разработки физико-статистических моделей предлагается рассматривать отдельные районы Баренцева моря для получения наиболее качественных результатов, учитывающих особенности каждого района.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 22–27–00443.

Благодарности. Авторы признательны А.В. Юлину за предоставленные данные по площади льда.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. The work was supported by the Russian Science Foundation within the framework of the research project No. 22–27–00443.

Acknowledgments. The authors are grateful for the A.V. Yulin for data ice coverage.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зубакин Г.К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 160 с.
2. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
3. Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 с.
4. Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Юлин А.В. Климатические изменения сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 2. С. 148–168. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-148-168.
5. Kumar A., Yadav J., Mohan R. Spatio-temporal change and variability of Barents–Kara sea ice, in the Arctic: Ocean and atmospheric implications // Science of The Total Environment. 2021. Т. 753. С. 142046. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.142046.
6. Siew P.Y.F., Li C., Ting M., Sobolowski S.P., Wu Y., Chen X. North Atlantic Oscillation in winter is largely insensitive to autumn Barents–Kara sea ice variability // Science Advances. 2021. Т. 7. № 1. С. 10. doi: 10.1126/sciadv.abg4893.
7. 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 O., Slater D.A., Straneo F., Vage K., Arthun M. Nordic Seas heat loss, Atlantic inflow, and Arctic sea ice cover over the last century // Reviews of Geophysics. 2022. Т. 60. № 1. e2020RG000725. doi:10.1029/2020RG000725.
8. Madonna E., Sandø A.B. Understanding differences in North Atlantic poleward ocean heat transport and its variability in global climate models // Geophysical Research Letters. 2022. Т. 49. № 1. e2021GL096683. doi: 10.1029/2021GL096683.
9. Kumar A., Yadav J., Srivastava R., Mohan R. Arctic sea ice variability and trends in the last four decades: role of ocean–atmospheric forcing // Understanding Present and Past Arctic Environments. Elsevier, 2021. P. 301–324. doi: 10.1002/2017JC012768.
10. Прохорова У.В. Оценка влияния метеорологических параметров на изменчивость площади и толщины морского льда в Карском море // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 1. С. 64–75. doi: 10.30758/0555-2648-2022-68-1-64-75.
11. Simmonds I., Li M. Trends and variability in polar sea ice, global atmospheric circulations, and baroclinicity // Annals of the New York Academy of Sciences. 2021. Т. 1504. № 1. P. 167–186. doi: 10.1111/nyas.14673.

12. *Solheim J.E., Falk-Petersen S., Humlum O., Mö N.A.* Changes in Barents Sea Ice Edge Positions in the Last 442 Years. Part 2: Sun, Moon and Planets // *International Journal of Astronomy and Astrophysic*. 2021. T. 11. № 2. P. 279–341. doi: 10.4236/ijaa.2021.112015.
13. *Efstathiou E., Eldevik T., Arthun M., Lind S.* Spatial Patterns, Mechanisms, and Predictability of Barents Sea Ice Change // *Journal of Climate*. 2022. T. 35. № 10. P. 2961–2973. doi: 10.1175/JCLI-D-21-0044.1.
14. *Жичкин А.П.* Особенности межгодовых и сезонных колебаний аномалий ледовитости Баренцева моря // *Метеорология и гидрология*. 2015. № 5. С. 52–62.
15. JCOMM Expert Team on Sea Ice. Sea-Ice Nomenclature: snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature No. 259. Geneva, Switzerland: WMO-JCOMM, 2014. 121 p. doi: 10.25607/OBP-1515.
16. *Малинин В.Н.* Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: РГГМУ, 2008. 407 с.
17. *Гордеева С.М.* Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации. СПб.: РГГМУ, 2010. 74 с.
18. *Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Попов А.В.* Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря // *Лед и Снег*. 2018. Т. 58. № 1. С. 127–134. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-127-134
19. *Morison J., Aagaard K., Steele M.* Recent environmental changes in the Arctic: A review // *Arctic*. 2000. V. 53. № 4. P. 359–371. doi: 10.14430/ARCTIC867.
20. *Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J.* Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. T. 40. № 12. P. 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
21. *Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Карпий В.С., Малиновский С.Ю.* Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2020. Т. 66. № 4. С. 404–426. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426.
22. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Л.: ГУНиО МО СССР, 1980. 190 с.

REFERENCES

1. *Zubakin G.K.* *Krupnomasshtabnaia izmenchivost' sostoiianiia ledianogo pokrova morei Severo-Evropeiskogo basseina*. Large-scale variability of the state of the ice cover of the seas of the North European basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 160 p. [In Russian].
2. *Nikiforov E.G., Shpajher A.O.* *Zakonomernosti formirovaniya krupnomasshtabnykh kolebanij gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana*. Patterns of formation of large-scale fluctuations of the hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 270 p. [In Russian].
3. *Mironov Y. U.* *Ledovye usloviia v Grenlandskom i Barentsevom moriakh i ikh dolgosrochnyi prognoz*. Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and their long-term forecast. St. Petersburg: AARI, 2004: 320 p. [In Russian].
4. *Timohov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Yulin A.V.* Climatic changes of seasonal and inter-annual variability of the ice cover of the Greenland and Barents seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (2): 148–168. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-148-168. [In Russian].
5. *Kumar A., Yadav J., Mohan R.* Spatio-temporal change and variability of Barents–Kara sea ice, in the Arctic: Ocean and atmospheric implications. *Science of The Total Environment*. 2021, 753: 142046. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.142046.

6. Siew P.Y.F., Li C., Ting M., Sobolowski S.P., Wu Y., Chen X. North Atlantic Oscillation in winter is largely insensitive to autumn Barents–Kara sea ice variability. *Science Advances*. 2021, 7 (31): eabg4893. doi: 10.1126/sciadv.abg4893.
7. 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 O., Slater D.A., Straneo F., Vage 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. doi:10.1029/2020RG000725.
8. Madonna E., Sando A.B. Understanding differences in North Atlantic poleward ocean heat transport and its variability in global climate models. *Geophysical Research Letters*. 2022, 49 (1): e2021GL096683. doi: 10.1029/2021GL096683.
9. Kumar A., Yadav J., Srivastava R., Mohan R. Arctic sea ice variability and trends in the last four decades: role of ocean–atmospheric forcing. *Understanding Present and Past Arctic Environments*. Elsevier, 2021: 301–324. doi: 10.1002/2017JC012768.
10. Prohorova U.V. Assessing the influence of meteorological parameters on sea ice area and thickness variability in the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (1): 64–75. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2022-68-1-64-75.
11. Simmonds I., Li M. Trends and variability in polar sea ice, global atmospheric circulations, and baroclinicity. *Annals of the New York Academy of Sciences*. 2021, 1504 (1): 167–186. doi: 10.1111/nyas.14673.
12. Solheim J.E., Falk-Petersen S., Humlum O., Mö N.A. Changes in Barents Sea Ice Edge Positions in the Last 442 Years. Part 2: Sun, Moon and Planets. *International Journal of Astronomy and Astrophysic*. 2021, 11 (2): 279–341. doi: 10.4236/ijaa.2021.112015.
13. Efsthathiou E., Eldevik T., Arthun M., Lind S. Spatial Patterns, Mechanisms, and Predictability of Barents Sea Ice Change. *Journal of Climate*. 2022, 35 (10): 2961–2973. doi: 10.1175/JCLI-D-21-0044.1.
14. Zhichkin A. P. Peculiarities of interannual and seasonal variations of the Barents sea ice coverage anomalies. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian meteorology and hydrology. 2015, 5: 52–62. [In Russian].
15. JCOMM Expert Team on Sea Ice. Sea-Ice Nomenclature: snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature No. 259. Geneva, Switzerland: WMO-JCOMM, 2014: 121 p. doi: 10.25607/OBP-1515.
16. Malinin V.N. *Statisticheskie metody analiza gidrometeorologicheskoy informacii*. Statistical methods for analyzing hydrometeorological information. St. Petersburg: RSHU, 2010: 407 p. [In Russian].
17. Gordeeva S.M. *Statisticheskie metody obrabotki i analiza gidrometeorologicheskoy informacii*. Statistical methods of processing and analysis of hydrometeorological information. St. Petersburg: RSHU, 2013: 13 p. [In Russian].
18. Timokhov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Popov A.V. Seasonal and inter-annual variability of the ice cover in the Greenland sea. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 127–134. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-127-134. [In Russian].
19. Morison J., Aagaard K., Steele M. Recent environmental changes in the Arctic: A review. *Arctic*. 2000, 53 (4): 359–371. doi: 10.14430/ARCTIC867.
20. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap. *Journal of Physical Oceanography*. 2010, 40 (12): 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
21. Chernyavskaya E.A., Timokhov L.A., Karpiy V.S., Malinovsky S.Y. Interannual variability of parameters of the Arctic Ocean surface layer and halocline. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 404–426. doi: 10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426. [In Russian].
22. *Atlas okeanov. Severnyj Ledovityj okean*. Atlas of the oceans. Arctic ocean. Leningrad: GUNiO MO SSSR, 1980: 190 p. [In Russian].

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ
ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-248-257>

УДК 533.951; 550.388.2



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Disturbances of electron density in the high latitude upper (*F*-region) ionosphere induced by X-mode HF pump waves from EISCAT UHF radar observations

Nataly F. Blagoveshchenskaya, Tatiana D. Borisova, Alexey S. Kalishin, Ivan M. Egorov, Gleb A. Zagorskiy*

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

**nataly@aari.ru*

Summary

The paper presents experimental results concerning disturbances of electron density in the high latitude ionosphere *F*-region, induced by powerful HF radio waves (pump waves) with extraordinary (X-mode) polarization. The experiments were carried out at the EISCAT/Heating facility at Tromsø, Norway. The EISCAT UHF incoherent scatter radar (ISR), running at 930 MHz, co-located with a heating facility, was used to detect the disturbances of electron density. In the course of the experiments, the X-mode HF pump waves radiated into the *F*-region towards the magnetic zenith at different pump frequencies and ratios of the pump frequency to the critical frequency of the *F*2 layer. The effective radiated power was ERP = 360–820 MW. An increase in electron densities was found in a wide altitude range, giving rise to field-aligned ducts with enhanced electron density. The features and behavior of the ducts were investigated. It was revealed that the ducts are formed under quiet background geophysical conditions in a wide altitude range up to the upper altitude limit of EISCAT ISR measurements, when the pump frequencies were both below and above the critical frequency of the *F*2 layer ($f_H \leq f_oF2$ or $f_H > f_oF2$). A plausible formation mechanism of the ducts is discussed.

Keywords: duct, electron density, EISCAT, experiment, polarization, *F*-region, high-latitude ionosphere, HF pump wave, incoherent scatter radar.

For Citation: Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kalishin A.S., Egorov I.M., Zagorskiy G.A. Disturbances of electron density in the high latitude upper (*F*-region) ionosphere induced by X-mode HF pump waves from EISCAT UHF radar observations. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 248–257. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-248-257>.

Received 01.09.2022

Revised 15.09.2022

Accepted 16.09.2022

INTRODUCTION

Controlled injection of powerful HF radio waves into the high latitude upper (*F*-region) ionosphere allows investigating various ionospheric disturbances, nonlinear phenomena, the excitation of plasma waves, plasma and cyclotron resonances and the mechanisms of

electron acceleration. Powerful HF radio waves with ordinary (O-mode) polarization at frequencies below the critical frequency of the F_2 layer ($f_H \leq f_o F_2$) are commonly used for the modification of the upper ionosphere (F -region) at all HF heating facilities in the world. This is due to the fact that powerful HF radio waves with extraordinary polarization in the background undisturbed ionosphere are reflected from altitudes significantly below the reflection altitude of the O-polarized HF pump wave and the altitude of the existing electrostatic plasma waves (Langmuir and upper hybrid). Because of that, the X-mode pump waves are not able to generate electrostatic plasma waves and, as a consequence, the excitation of the artificial plasma turbulence and accompanying phenomena [1–4].

However, results from a large number of experiments, carried out by scientists from AARI at the EISCAT/Heating facility (Tromsø, Norway), have shown for the first time that an X-polarized HF pump wave, injected into the high latitude ionosphere F -region towards the magnetic zenith, is able to produce the excitation of various artificial disturbances such as small-scale field-aligned artificial irregularities, optical emission, narrowband stimulated electromagnetic emission and Langmuir and ion acoustic plasma waves [5–9]. Moreover, the artificial ionosphere turbulence (AIT) may be much stronger compared with the AIT induced by an ordinary polarized HF pump wave [8]. In contrast to artificial ionospheric disturbances induced by ordinary (O-mode) polarized powerful HF radio waves, ionospheric disturbances in the upper (F -region) high latitudinal ionosphere under X-mode HF pumping are far from being sufficiently investigated, and the mechanisms of their formation are not well understood. Therefore, investigations of artificial ionospheric disturbances in the F -region induced by X-mode HF pump waves require further serious experimental and theoretical studies.

The present paper is aimed at investigating the features and the formation conditions of ducts with an enhanced electron density in the high latitude ionosphere F -region induced by extraordinary polarized (X-mode) HF pump waves injected towards the magnetic zenith at frequencies both below and above the critical frequency of the F_2 layer ($f_H \leq f_o F_2$ or $f_H > f_o F_2$) under very high effective radiated power (ERP > 250 MW) from the direct measurements of the EISCAT UHF incoherent scatter radar co-located with the EISCAT/Heating facility.

EXPERIMENTAL SETUP AND METHODS

The experiments were conducted using the EISCAT/Heating facility (69.6° N, 19.2° E, $L = 6.2$, $I = 78^\circ$) located near Tromsø, Norway [10] under quiet magnetic conditions in the morning, afternoon and evening hours. Powerful HF radio waves with extraordinary (X-mode) polarization radiated towards the magnetic zenith (the HF heater beam was tilted to the south from the vertical direction by 12°) at fixed frequencies from 5.4 to 8 MHz in 10 min on — 5 min off cycles. A phased array with a bandwidth of $5\text{--}6^\circ$ (at -3 dB level), providing the effective radiated power ERP = 360–820 MW, was utilized in the course of the experiments. The choice of the heater frequency was made in the real time from the Tromsø dynasonde [11].

The EISCAT UHF incoherent scatter radar (ISR) at 930 MHz [12], co-located with the EISCAT/Heating facility, was used for observations of HF-induced effects in a wide altitude range. It provides the detection of plasma turbulence with a wavelength $L = 0.16$ m ($L = c/2f_{\text{rad}}$, where c is the velocity of light and f_{rad} is the radar frequency). In the course of the experiments, the ISR operated in the altitude range from 70 to 700 km using “beata” code [13] with an altitude resolution of 3 km and temporal resolution of 5 s. In most of the experiments, the EISCAT ISR runs in the same direction as the radiation of the

HF pump wave (towards the magnetic zenith). However, in some of our experiments, in determining the spatial scale in the horizontal plane of artificial disturbances, the stepping of the elevation angles was used in the following sequence: 72–74–76–77–78–79–80–82–84–86° (2 min for each angle). The magnetic zenith at Tromsø corresponds to the elevation angle of 78°. EISCAT ISR data were processed by the Grand Unified Incoherent Scatter Design and Analysis Package (GUISDAP) software [13].

RESULTS AND DISCUSSION

First, we consider the behavior and features of the plasma parameters under X-mode HF pumping towards the magnetic zenith at different pump frequencies f_H and ratios of f_H to the critical frequency of the F2 layer ($f_H \leq f_oF2$ и $f_H > f_oF2$).

Figure 1 shows the altitude-temporal distribution of the electron density and temperature (N_e и T_e), the ISR backscatter power, labeled as the raw electron density, and intensities of HF-induced plasma lines (HFPL) on 16 February 2012 from 14:18 to 15:32 UT. Note that the strong ISR backscatter power is a direct indication of the excitation of the HF-enhanced ion

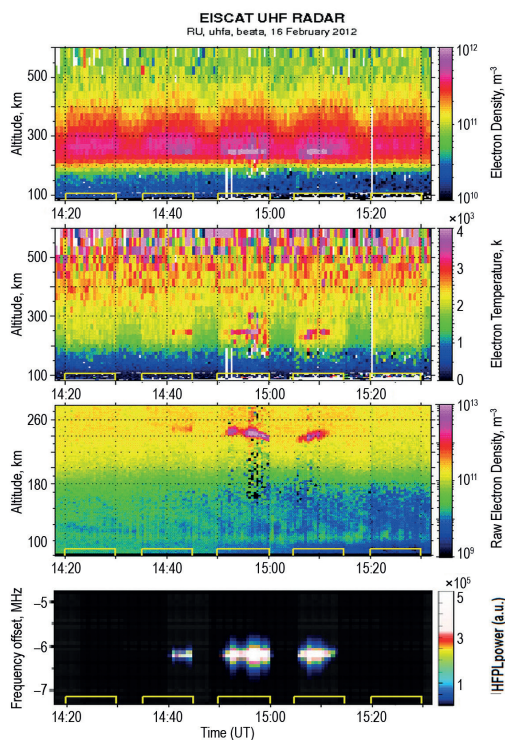


Fig.1. Altitude-temporal distribution of the electron density and temperature (N_e , T_e), the ISR backscatter power, labeled as the raw electron density, and intensities of HF-induced plasma lines (HFPL) on 16 February 2012 from 14:18 to 15:32 UT from the EISCAT ISR observations. The X-mode HF pump wave radiated towards the magnetic zenith at frequency of 6.2 MHz. The effective radiated power was ERP = 460 MW. Heater-on cycles are shown on the time axis

Рис. 1. Высотно-временное распределение N_e , T_e , мощности рассеянного сигнала (raw electron density) интенсивностей, вызванных нагревом плазменных линий (HF-induced plasma lines, HFPL) 16 февраля 2012 г. с 14:18 до 15:32 UT по данным EISCAT радары НР. Мощная КВ-радиоволна X-поляризации излучалась в направлении магнитного зенита на частоте 6,2 МГц при $P_{эфф} = 460$ МВт. Циклы нагрева показаны на оси времени

line (HFIL) in the radar spectra. In the course of the experiment, the HF pump wave radiated at a frequency of 6.2 MHz, which was above the critical frequency by 0.3–1.2 MHz ($f_H > f_oF2$). The effective radiated power was $ERP = 460$ MW.

As seen from Fig. 1, the large electron density enhancements N_e were observed in a wide altitude range up to about 550 km in all heater-on cycles and accompanied by not too strong increases in the electron temperature T_e due to the Ohmic electron heating. It is important that N_e enhancements occurred irrespective of the excitation of HFIL and HFPL (compare, for example, the pump cycles on 14:20 – 14:30 UT and 14:50 – 15:00 UT in Fig. 1).

Analogous N_e enhancements were observed on 25 February 2013 from 9:28 to 11:43 UT, when the X-mode HF pumping was produced at frequencies $f_H = 6.77$, 6.2 and 7.1 MHz, which were both above and below f_oF2 (see Fig. 2).

It was interesting to compare the N_e and T_e features observed in the course of alternating O-/X-mode HF pumping. Such a comparison was carried out for the experiment on 25 February 2013 from 14:45 to 178:15 UT (see Fig. 3). During the experiment, the HF pump wave with O- or X-polarization radiated towards the magnetic zenith at a frequency $f_H = 5.423$ MHz under $ERP = 360$ MW. The critical frequencies of the F2 layer slowly dropped from 5.9 to 5.5 MHz ($f_H \leq f_oF2$), which makes possible the excitation of non-linear phenomena induced by the O-mode as well as X-mode HF pumping.

As is evident from Fig.3, strong electron temperature enhancements of up to ~ 3000 K were observed under the O-mode HF pumping, which is a typical signature for

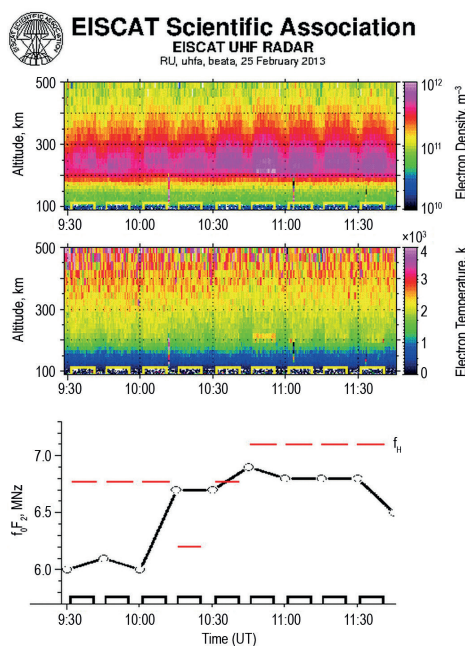


Fig. 2. Behavior in time of N_e , T_e , f_oF2 , and f_H in the course of experiment on 25 February 2013 from 9:28 to 11:43 UT. The X-mode HF pump wave radiated at frequencies 6.77, 6.2, 6.77, and 7.1 MHz. Heater-on cycles are shown on the time axis

Рис. 2. Поведение N_e , T_e а также критических частот слоя F2 и частот нагрева в период эксперимента 25 февраля 2013 г. с 9:28 до 11:43 UT. Мощная КВ-радиоволна X-поляризации излучалась последовательно на частотах 6,77; 6,2; 6,77 и 7,1 МГц. Циклы нагрева показаны на оси времени

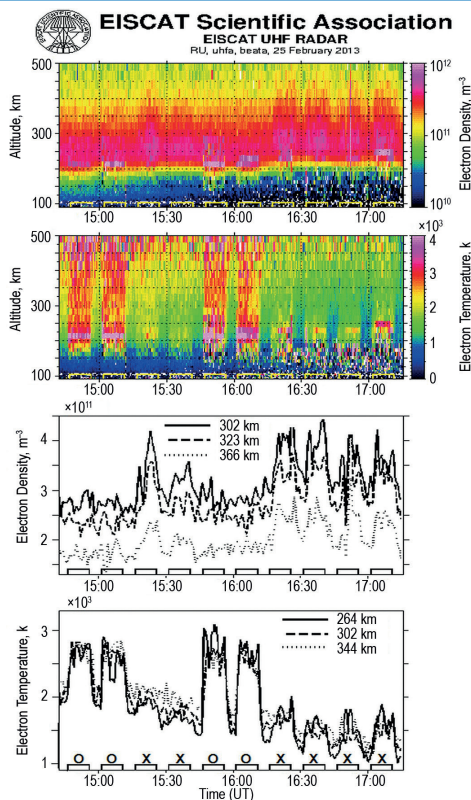


Fig. 3. Altitude-temporal distribution of N_e , T_e and behavior of N_e , T_e at fixed altitudes on 25 February 2013 from 14: 45 до 17:15 UT. Alternating O-/X-mode pumping was produced towards the magnetic zenith at frequency $f_H = 5.423$ MHz under ERP = 360 MW. Heater-on cycles and polarization of HF pump wave are shown on the time axis

Рис. 3. Высотно-временное распределение N_e , T_e а также вариации N_e , T_e на фиксированных высотах 25 февраля 2013 г. с 14: 45 до 17:15 UT. Альтернативный O-/X-нагрев производился на частоте 5,423 МГц в направлении магнитного зенита при $P_{эфф} = 360$ МВт. Циклы нагрева и поляризации мощной КВ-радиоволны показаны на нижней панели оси времени

O-mode experiments at all the HF heating facilities at middle and high latitudes [1–3, 14]. In this case, the electron density N_e changes were insignificant. The opposite behavior of the N_e and T_e is exhibited by X-mode pumping. Strong electron density enhancements of up to 50–70 % above the background level in a wide altitude range were accompanied by small T_e increases of up to ~ 20–30 % under $f_H \leq f_oF2$. Such field-aligned N_e enhancements form ducts, which are typical phenomena for X-mode HF pumping at frequencies below and above the critical frequency of the F2 layer ($f_H \leq f_oF2$ and $f_H > f_oF2$).

Further we consider the features of the ducts with enhanced N_e in the high latitude upper (F-region) ionosphere in more detail. Fig. 4 depicts the evolution in time of the ducts with enhanced N_e after the onset of X-mode pumping on 12 October 2011. As is seen, the N_e enhancements started after the HF heater is turned on and reached the saturation within ~ 40 s. The decay time of the N_e enhancements was about 2–5 min after the HF heater was turned off.

Figure 5 demonstrates the altitude profiles of the electron density N_e (h), averaged over 2 min intervals, before the HF pump onset, during the heater-on cycle and after the HF heater is turned off on 10 and 12 October 2011. HF pump waves radiated towards the magnetic zenith

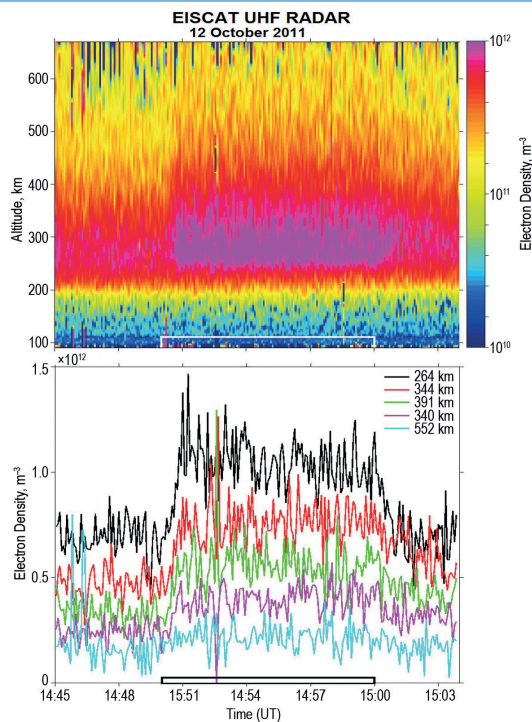


Fig. 4. Altitude-temporal distribution of N_e and its behavior at fixed altitudes with 5 s temporal resolution on 12 October 2011 from 14: 45 to 15:04 UT. The X-mode HF pump wave radiated towards the magnetic zenith at $f_H = 7.953$ MHz ($f_H \approx f_oF2$) under ERP = 820 MW. Heater-on cycle is shown on the time axis

Рис. 4. Высотно-временное распределение N_e и вариации N_e на фиксированных высотах с 5 с разрешением по времени 12 октября 2011 г. с 14:45 до 15:04 UT. Мощная КВ-радиоволна X-поляризации излучалась в направлении магнитного зенита на частоте $f_H = 7,953$ МГц ($f_H \approx f_oF2$) при $P_{эфф} = 820$ МВт. Цикл нагрева отмечен на оси времени

at $f_H = 7.1$ MHz and $f_H = 7.953$ MHz on 10 and 12 October 2011 correspondingly, when the pump frequencies exceeded the critical frequency of the F2 layer by 0.3–0.4 MHz. As seen from Fig. 5, the N_e enhancements appeared from the altitude of 220–250 km and existed up to 550 km (the upper altitude limit of EISCAT ISR measurements during the experiments). The N_e values did not recover to the background N_e values after the HF heater was turned off, but were enhanced in a wide altitude range of up to 550 km during the next two minutes.

EISCAT ISR measurements in the elevation angle stepping make it possible to estimate the horizontal size of the ducts with N_e enhancements. Fig. 6 shows the behavior of the N_e enhancements depending on the elevation angle of EISCAT ISR in the course of 20 min heater-on cycle on 2 November 2013 from 12:31 to 12:51 UT.

As is evident from Fig. 6, the largest N_e enhancements were observed for the elevation angles between 77° – 79° . It is worth noting that the field-aligned pointing ISR corresponds to 78° . Therefore, the ducts occurred in the vicinity of the local magnetic field line and had a width of 3° , which corresponds to ~ 16 km at the altitude of 300 km.

The analysis of the features and formation conditions of the enhanced electron density ducts allows one to assume that the X-mode HF pumping into the high latitude ionosphere F-region towards the magnetic zenith produces electron acceleration. It is

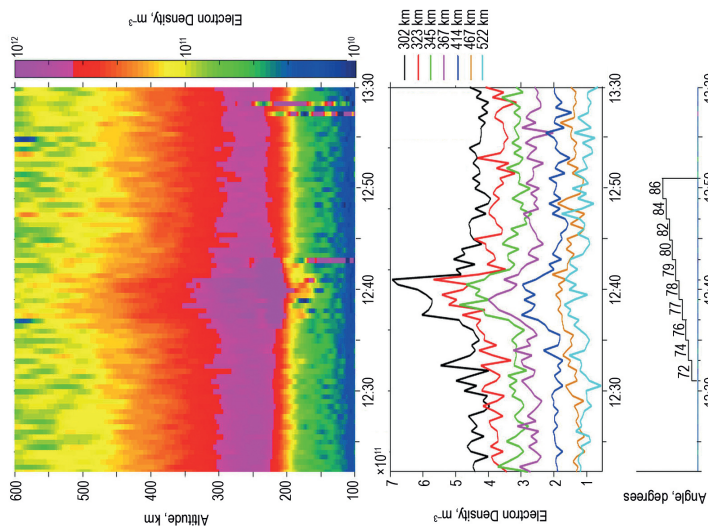


Fig. 6. Altitude-temporal distribution of N_e and behavior of N_e at fixed altitudes in the course of the X-mode HF pump cycle on 2 November 2013 from 12:31 to 12:51 UT. The HF pump wave radiated towards the magnetic zenith at frequency $f_{\text{H}} = 6.96$ МГц ($f_{\text{H}} \leq f_{\text{F}2}$) under ERP = 550 MW. In the course of 20 min heater-on pulse the EISCAT ISR run in the elevation angle stepping mode, when the radar elevation angle was changed every 2 min in an orderly sequence of 72–74–76–77–78–79–80–82–84–86°, shown on the time axis.

Рис. 6. Высотно-временное поведение N_e , а также вариации N_e на фиксированных высотах в цикле X-нагрева 2 ноября 2013 г. с 12:31 до 12:51 UT. Мощная КВ-радиоволна излучалась в магнитный зенит на частоте $f_{\text{H}} = 6.96$ МГц ($f_{\text{H}} \leq f_{\text{F}2}$) при $P_{\text{эфф}} = 550$ МВт. Радар ИР измерял при ступенчатом изменении углов возвышения в последовательности: 72–74–76–77–78–79–80–82–84–86°.

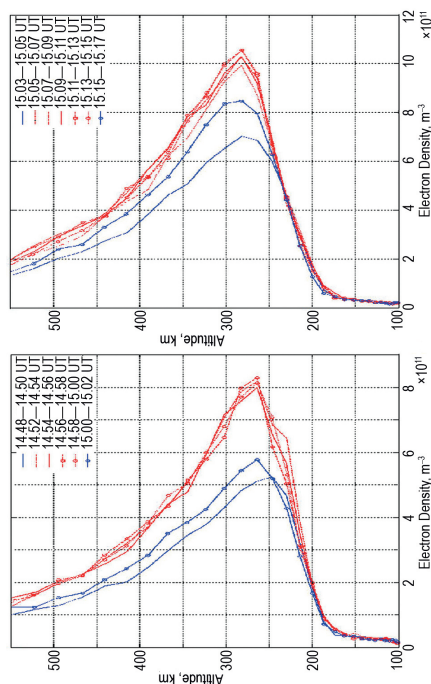


Fig. 5. $N_e(h)$ -profiles, averaged over 2-min intervals, before turning on the HF Heater, during heater-on cycle and after the turning off the HF Heater: (a) 10 October 2011, 14:48 — 15:02 UT, $f_{\text{H}} = 7.1$ MHz, ERP = 680 MW; (b) 12 October 2011, 15:03 — 15:17 UT, $f_{\text{H}} = 7.953$ MHz, ERP = 820 MW.

Рис. 5. $N_e(h)$ -профили, усредненные на 2-минутных интервалах, до начала нагрева, в течение цикла X-нагрева и после выключения нагревного стенда: (a) 10 октября 2011 г., 14:48–15:02 UT, $P_{\text{эфф}} = 680$ МВт, частота нагрева $f_{\text{H}} = 7.1$ МГц; (b) 12 октября 2011 г., 15:03–15:17 UT, $P_{\text{эфф}} = 820$ МВт, $f_{\text{H}} = 7.953$ МГц

due to the fact that the electric field of a circular X-polarized HF pump wave rotates in the same direction as the electron gyro-motion. It leads to the acceleration of electrons. Also, we cannot rule out that other unknown acceleration mechanisms come into play. The acceleration of electrons is amply confirmed by the high ratio (0.35–0.5) of the green to red line of the radio-induced optical emission induced by X-mode HF pumping [6, 15]. In such a case, according to the results obtained in [16, 17], the flux of accelerated electrons can lead to an increased production of ionization.

CONCLUSIONS

Our EISCAT ISR observations have demonstrated that X-mode HF pumping into the high latitude ionosphere *F*-region towards the magnetic zenith leads to the formation of ducts with an enhanced electron density N_e . It has been found that they are created under quiet magnetic conditions, when the pump frequencies are both below and above the critical frequency of the *F2* layer ($f_H \leq f_oF2$ and $f_H > f_oF2$), irrespective of the excitation of HF-induced Langmuir and ion-acoustic plasma waves. The electron density inside the ducts is enhanced by 50–70 % from the background level in a wide altitude range of up to ~ 600 km. The ducts were formed in the vicinity of the local magnetic field line and had a width of about 3°, which corresponds to ~ 16 km at the altitude of 300 km. A plausible mechanism of duct formation could be the enhanced production of electron density by accelerated electrons, induced by an X-mode HF pump wave.

Acknowledgments. The authors express their gratitude to EISCAT, which is an international scientific association supported by research organizations in China (CRIRP), Finland (SA), Japan (NIPR and STEL), Norway (NFR), Sweden (VR), and the United Kingdom (NERC).

Благодарности. Авторы благодарят международную научную ассоциацию EISCAT, которая поддерживается научными организациями Китая (CRIRP), Финляндии (SA), Японии (NIPR и STEL), Норвегии (NFR), Швеции (VR) и Великобритании (NERC).

Competing interests. No conflict of interest involved.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Funding. The investigation was carried out within grant № 22-17- 00020 from Russian Scientific Foundation, <https://rscf.ru/project/22-17-00020/>

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00020, <https://rscf.ru/project/22-17-00020/>

REFERENCES

1. Gurevich A.V. Nonlinear effects in the ionosphere. *Physics-Uspekhi*. 2007, 50: 1091–1121.
2. Robinson T.R. The heating of the high latitude ionosphere by high power radio waves. *Physics Reports*. 1989, 179: 79–209.
3. Stubbe P. Review of ionospheric modification experiments at Tromsø. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 1996, 58: 349–368.
4. Kuo S. Ionospheric modifications in high frequency heating experiments. *Physics Plasmas*. 2015, 22. doi: 10.1063/1.4905519.
5. Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T., Rietveld M.T., Ivanova I.M., Baddeley L.J. Artificial field-aligned irregularities in the high-latitude F region of the ionosphere induced by an X-mode HF heater wave. *Geophysical Research Letters*. 2011, 38.
6. Blagoveshchenskaya N. F., Borisova T. D., Kosch M., Sergienko T., Brändström U., Yeoman T.K., Häggström I. Optical and Ionospheric Phenomena at EISCAT under Continuous X-mode HF Pumping. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2014, 119: 10483–10498.

7. *Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Yeoman T.K., Häggström I., Kalishin A.S.* Modification of the high latitude ionosphere F region by X-mode powerful HF radio waves: Experimental results from multi-instrument diagnostics. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2015, 135: 50–63.
8. *Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kalishin A.S., Yeoman T.K., Häggström I.* Distinctive features of Langmuir and Ion-acoustic Turbulences induced by O- and X-mode HF Pumping at EISCAT. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2020, 125 (7). <https://doi.org/10.1029/2020JA028203>.
9. *Blagoveshchenskaya N.F.* Perturbating the High-Latitude Upper Ionosphere (F Region) with Powerful HF Radio Waves: A 25-Year Collaboration with EISCAT. *Radio Science Bulletin*. 2020, 373: 40–55. doi: 10.23919/URSIRSB.2020.9318436.
10. *Rietveld M.T., Senior A., Markkanen J., Westman A.* New capabilities of the upgraded EISCAT high-power HF facility. *Radio Science*. 2016, 51: 1533–1546.
11. *Rietveld M.T., Wright J.W., Zabolotin N., Pitteway M.L.V.* The Tromsø dynasonde. *Polar Science*. 2008, 2 (3): 55–71.
12. *Rishbeth H., van Eyken T.* EISCAT: Early history and the first ten years of operation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 1993, 55: 525–542.
13. *Lehtinen M.S., Huuskonen A.* General incoherent scatter analysis and GUIDAP. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 1996, 58: 435–452.
14. *Djuth F.T.* Response of the Arecibo ionosphere to large HF-induced electron temperature enhancements. *Adv. Space Res.* 1989, 9 (5): 123–131.
15. *Gustavsson B., Eliasson B.* HF radio wave acceleration of ionospheric electrons: Analysis of HF-induced optical enhancements. *Journal of Geophysical Research*. 2008, 113: A08319. doi: 10.1029/2007JA012913.
16. *Carlson H.C., Wickwar V.B., Mantas G.P.* Observations of fluxes of suprathermal electrons accelerated by HF excited instabilities. *J. Atmos. Terr. Phys.* 1982, 44: 1089–1100.
17. *Carlson H.C., Djuth F.T., Zhang L.D.* Creating space plasma from the ground. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2016, 122: 978–999. doi: 10.1002/2016JA023880.

**Возмущения электронной концентрации в высокоширотной верхней
(F-область) ионосфере, вызванные воздействием мощных КВ-радиоволн
X-моды поляризации по данным наблюдений
EISCAT радара некогерентного рассеяния радиоволн**

Н.Ф. Благовещенская, Т.Д. Борисова, А.С. Калишин,
И.М. Егоров, Г.А. Загорский*

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

*nataly@aari.ru

Резюме

Представлены результаты экспериментальных исследований возмущений электронной концентрации N_e в высокоширотной F-области ионосферы, вызванные воздействием мощных КВ-радиоволн необыкновенной (X-мода) поляризации. Эксперименты выполнялись на КВ нагревном стенде EISCAT/Heating в г. Тромсё, Норвегия при эффективной мощности излучения 360–820 МВт. В качестве средства диагностики возмущений N_e использовался EISCAT радар некогерентного рассеяния радиоволн (NP) на частоте 930 МГц, пространственно совмещенный с КВ нагревным стендом. Обнаружено возрастание N_e в широком диапазоне высот, которое формирует каналы повышенной электронной плотности, вытянутые

вдоль магнитного поля Земли. Исследованы характеристики и условия создания каналов. Обсуждается возможный механизм формирования каналов N_e при X-нагреве высокоширотной F -области ионосферы.

Ключевые слова: высокоширотная ионосфера, канал, мощная КВ-радиоволна, поляризация, радар некогерентного рассеяния радиоволн, эксперимент, электронная концентрация, EISCAT, F -область.

Для цитирования: Blagoveshchenskaya N.F., Borisova T.D., Kalishin A.S., Egorov I.M., Zagorskiy G.A. Disturbances of electron density in the high latitude upper F -region) ionosphere induced by X-mode HF pump waves from EISCAT UHF radar observations // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 248–257. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-248-257>.

Поступила 01.09.2022

После переработки 15.09.2022

Принята 16.09.2022

Возмущения электронной концентрации в высокоширотной верхней (F -область) ионосфере, вызванные воздействием мощных КВ-радиоволн X-моды поляризации по данным наблюдений EISCAT радара некогерентного рассеяния радиоволн (расширенный реферат)

Представлены результаты экспериментальных исследований возмущений электронной концентрации в высокоширотной F -области ионосферы, вызванных воздействием мощных КВ-радиоволн необыкновенной (X-мода) поляризации. Эксперименты выполнялись на КВ нагревном стенде EISCAT/Heating ($69,6^\circ$ с.ш., $19,2^\circ$ в.д., $L = 6,2$, $I = 78^\circ$), г. Тромсё, Норвегия. Мощные КВ-радиоволны X-поляризации излучались в направлении магнитного зенита (диаграмма направленности антенны наклонена на 12° от вертикали к югу) на фиксированных частотах в диапазоне от 5,4 до 8 МГц при эффективной мощности излучения $ERP = 360\text{--}820$ МВт. В качестве основного диагностического средства эффектов воздействия использовался EISCAT радар некогерентного рассеяния радиоволн (НР) на частоте 930 МГц, пространственно совмещенный с нагревным стендом. Радар НР определял параметры ионосферной плазмы в диапазоне высот от 80 до 700 км с разрешением по времени 5 с и 3 км по высоте. По данным многочисленных экспериментов установлено, что типичным явлением при X-нагреве является возрастание электронной концентрации N_e в F -области ионосферы в широком диапазоне высот, вплоть до верхней высотной границы измерений радара НР ($\sim 600\text{--}700$ км), которые образуют каналы (дакты) повышенной плотности электронов. Выполнены исследования условий генерации и характеристик каналов (дактов) повышенной электронной плотности в высокоширотной верхней (F -область) ионосфере. Установлено, что каналы повышенной электронной плотности создаются при спокойных фоновых геофизических условиях при излучении мощной КВ-радиоволны необыкновенной (X-мода) поляризации в направлении магнитного зенита на частотах нагрева как ниже, так и выше критической частоты слоя $F2$ ($f_H \leq f_oF2$ и $f_H > f_oF2$). Рассмотрены характеристики каналов для различных частот нагрева и отношений частоты нагрева к критической частоте слоя $F2$. Поведение N_e в каналах характеризуется сильными возрастаниями N_e до 50–70 % относительно фоновых значений в широком диапазоне высот, сопровождающимися сравнительно небольшими повышениями температуры электронов T_e ($\sim 20\text{--}30$ % при нагреве на частотах $f_H \leq f_oF2$ и до 40–50 % при нагреве на частотах $f_H > f_oF2$) вследствие омического нагрева электронов. Возрастания N_e начинаются после включения нагревного стенда и достигают насыщения через $\sim 30\text{--}50$ с. После выключения стенда возвращение N_e к фоновым значениям в различных экспериментах происходило через 2–5 мин. Измерения радара НР в режиме сканирования искусственно возмущенной области ионосферы по углам возвышения дают возможность оценить горизонтальный размер каналов повышенной плотности электронов. Горизонтальный размер каналов повышенных значений N_e составлял $\sim 3\text{--}4^\circ$ и регистрировался только вблизи направления локального магнитного поля. Анализ условий создания и характеристик каналов повышенных значений N_e позволяет заключить, что воздействие мощной КВ-радиоволны X поляризации на F -область высокоширотной ионосферы в направлении магнитного зенита вызывает ускорение электронов. Это обусловлено совпадением вращения электрического поля мощной волны с левосторонней круговой поляризацией (X-мода) с гировращением электронов.

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-258-277>

УДК 551.582



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Изменения климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. Часть 1. Температура воздуха, осадки, ветер

И.В. Серых^{1,2}, А.В. Толстиков³*

¹ — *Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва, Россия*

² — *Геофизический центр РАН, Москва, Россия*

³ — *Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН,
Петрозаводск, Россия*

**iserykh@ocean.ru*

Резюме

По среднемесячным данным реанализа спутниковых измерений NASA MERRA-2 исследованы климатические изменения температуры воздуха, количества атмосферных осадков и скорости ветра в регионе западной части Российской Арктики (60–75° с. ш., 30–85° в. д.) за 1980–2021 гг. Показаны существенные изменения этих параметров между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг., причем наиболее сильное увеличение температуры наблюдалось для ноября и апреля, что свидетельствует о произошедшем смещении границ сезонов — более позднем начале и раннем завершении зимы. Обнаружено, что в период 2001–2021 гг. температура быстрее всего росла в акваториях Баренцева и Карского морей и этот рост происходил с ускорением. Найдены отрицательные изменения температуры в зимний сезон в районах впадения крупных рек в Баренцево и Карское моря. Выдвинута гипотеза, что это вызвано обнаруженным увеличением количества осадков на водосборе этих рек в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. Показано, что обнаруженное увеличение количества осадков связано с существенным изменением циркуляции атмосферы в исследуемом регионе. В летний сезон и сентябре в исследуемом регионе произошло усиление западного ветра. В зимний сезон 2001–2021 гг. в Баренцевом и Карском морях произошло усиление южного ветра по сравнению с 1980–2000 гг.

Ключевые слова: арктическое усиление, атлантификация Арктики, Баренцево море, Белое море, гидрометеорологические параметры, Карское море, климатический сдвиг, обратные связи, потепление климата, северо-запад России, циркуляция атмосферы.

Для цитирования: *Серых И.В., Толстиков А.В. Изменения климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. Часть 1. Температура воздуха, осадки, ветер // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 258–277. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-258-277>.*

Поступила 10.07.2022

После переработки 13.09.2022

Принята 15.09.2022

Climate change in the western part of the Russian Arctic in 1980–2021.**Part 1. Air temperature, precipitation, wind***Ilya V. Serykh^{1,2*}, Alexei V. Tolstikov³*¹ — *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*² — *Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*³ — *Northern Water Problems Institute of Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia***iserykh@ocean.ru***Summary**

The warming of the Arctic climate is confirmed by changes in the main hydrometeorological values of the atmosphere and ocean over a long period of time, and it is most pronounced in the recent decades. Based on monthly average data from the reanalysis of NASA MERRA-2 satellite measurements, we studied climate changes in air temperature, precipitation, and wind speed in the region of the western part of the Russian Arctic (60°–75° N, 30°–85° E) over 1980–2021. The transition between 2000 and 2001 was chosen as the time boundary between the periods, based on the application of the model of stepwise transitions from one quasi-stationary regime to another. Using this method, 2001 was found to be the smallest step year in the western Russian Arctic region. Significant changes in the parameters studied between the periods 1980–2000 and 2001–2021 are shown. Moreover, the strongest increase in temperature was observed for the months of November and April, which indicates a shift in the boundaries of the seasons — a later start and an early end of winter. It was found that in the period 2001–2021 the temperature increased most rapidly in the water areas of the Barents and Kara seas, and this growth occurred with acceleration. Negative temperature changes were found in the winter season in the areas where large rivers flow into the Barents and Kara Seas. It is hypothesized that this is due to the detected increase in the amount of precipitation in the catchment area of these rivers in 2001–2021 compared to 1980–2000. It is shown that the detected increase in the amount of precipitation is associated with a significant change in the atmospheric circulation in the region under study. In the summer season and September the western wind intensified in the region under study. During the winter season 2001–2021 in the Barents and Kara Seas the south wind increased compared to 1980–2000. Thus, significant changes in the climate of the western part of the Russian Arctic occurred during the time period considered. Westerly transport from the North Atlantic has intensified, precipitation has increased, and there has been an accelerated rise in temperature. All this contributed to the “atlantification” of the climate of the western part of the Russian Arctic.

Keywords: Arctic amplification, Arctic atlantification, atmospheric circulation, Barents Sea, climate warming, climate shift, feedbacks, hydrometeorological parameters, Kara Sea, Northwest Russia, White Sea.

For Citation: *Serykh I.V., Tolstikov A.V.* Climate change in the western part of the Russian Arctic in 1980–2021. Part 1. Air temperature, precipitation, wind. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 258–277. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-258-277>.

Received 11.07.2022**Revised 13.09.2022****Accepted 15.09.2022****ВВЕДЕНИЕ**

Потепление климата Арктики подтверждается изменениями основных гидрометеорологических величин атмосферы и океана за многолетний период времени, и наиболее ярко оно проявляется в последние десятилетия. Свидетельства этого процесса в высоких широтах — повышение температуры приповерхностного слоя атмосферы, сокращение площади морского льда и уменьшение его толщины, повышение температуры поверхностного слоя воды в морях, таяние многолетней мерзлоты, увеличение доли жидких осадков в течение года [1, 2]. По данным [3],

отмечается повышение водного стока почти всех рек Европейской части России, и этот тренд существует в основном за счет увеличения расходов воды со второй половины 1980-х гг. На реках Кольского полуострова и Карелии отмечено увеличение водности весной в последние десятилетия по отношению к среднему весеннему стоку за период 1956–1980 гг., максимальное увеличение стока (33–76 %) почти на всех незарегулированных реках водосбора Белого моря отмечается в апреле [4]. Зимний период почти на всех реках, впадающих в Белое море, также характеризуется увеличением водности. В реках бассейна Белого моря отмечается рост водного стока с 1960 до 2007 г., после чего наметилась тенденция к понижению, сохранившаяся до 2015 г., затем в 2016–2018 гг. с водосборной площади Белого моря отмечался сток, близкий к норме [5].

Температура в Арктике повышается быстрее, чем в среднем по планете [1]. Например, на фоне общего повышения температуры воздуха для Российской Федерации наибольшая скорость среднегодового роста температуры отмечается на побережье Северного Ледовитого океана. С середины 1990-х гг. по 2020 г. температура в так называемой морской Арктике повысилась зимой более чем на 4 °C, а летом — почти на 2,5 °C [2]. Наблюдаемое арктическое усиление потепления климата вызвано положительными обратными связями, характерными для этого региона [6].

В осадках также выражена тенденция к увеличению. Например, в многолетнем плане для северной полярной области за период 1936–2021 гг. наблюдается тенденция статистически значимого увеличения сумм осадков со средней скоростью около 3,17 мм/10 лет в холодном сезоне [2]. По данным того же доклада [2], характеристики ветра в многолетнем плане изменились слабо, однако наибольшие положительные аномалии для России, например, в 2021 г. были выражены зимой вдоль побережья Северного Ледовитого океана, а летом над Баренцевым морем (около 3 м/с). Таким образом, к происходящему росту температуры, сокращению морского льда и увеличению осадков можно применить термин «атлантификация» Арктики, который изначально был введен для обозначения изменений физических свойств верхнего слоя воды приатлантической части Северного Ледовитого океана [7, 8].

Потепление сказывается на функционировании наземных и морских экосистем, изменении ареалов животных и жизни коренного населения северных районов, выражается в перестройке подходов и логистики при экономическом освоении территорий. В разных секторах этого обширного региона наблюдаются региональные проявления изменений климата, поэтому необходимо рассматривать различные сценарии потепления, выявлять проблемные области, чтобы быть готовым к возможным рискам, связанным с освоением ресурсов Арктики.

Таким образом, цель работы: определить климатические изменения температуры воздуха, количества осадков и скорости ветра в регионе западной части Российской Арктики (60–75° с. ш., 30–85° в. д.) за период 1980–2021 гг.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

Использовались среднемесячные данные температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности, общего количества осадков за сутки и скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности из реанализа спутниковых измерений NASA MERRA-2 на сетке 0,5° ш. × 0,625° д. за период 1980–2021 гг. [9].

Ретроспективный анализ (реанализ) современной эпохи для исследований и приложений версия 2 (Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications

Version 2 — MERRA-2) создан в Глобальном бюро моделирования и ассимиляции (Global Modeling and Assimilation Office — GMAO) Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (National Aeronautics and Space Administration — NASA). MERRA-2 представляет собой атмосферный реанализ современной эры спутниковых наблюдений, начинающейся с 1980 г. [9]. Он заменяет исходный реанализ MERRA [10] и использует обновленную версию системы усвоения данных Goddard Earth Observing System Model Version 5 (GEOS-5). MERRA-2 включает обновления модели GEOS [11] и схемы глобальной статистической интерполяции (Global Statistical Interpolation — GSI) [12].

MERRA-2 создан для замены исходного реанализа MERRA благодаря достижениям в системе усвоения данных, которая может использовать новые микроволновые наблюдения, инструменты гиперспектрального инфракрасного излучения и информацию об аэрозолях. MERRA-2 также использует наблюдения НАСА за профилем озона, которые были начаты в конце 2004 г. Дополнительно MERRA-2 использует данные об осадках, основанные на наблюдениях, в качестве форсинга для параметризации граничных условий на земной поверхности [13].

Выходные данные MERRA-2 представлены на регулярной сетке $0,5^\circ$ ш. \times $0,625^\circ$ д., но модель GEOS-5 вычисляет все поля на сетке кубических сфер с приблизительным разрешением $50 \text{ км} \times 50 \text{ км}$. Поэтому распределенные наборы данных пространственно интерполированы на сетку $0,5^\circ$ ш. \times $0,625^\circ$ д. Используемые вертикальные уровни не менялись: переменные предоставляются либо на исходной вертикальной сетке (на 72 слоях модели), либо интерполируются на 42 стандартных уровня давления. В настоящей работе анализировались выходные данные MERRA-2 температуры на высоте 2 метра от поверхности, которые предназначены для сравнения с данными метеорологических станций.

Дополнительно для проверки полученных результатов использовались среднемесячные данные температуры воздуха и скорости ветра на уровне сигма 0,995 из NCEP/NCAR Reanalysis на сетке $2,5 \times 2,5^\circ$ за период 1980–2021 гг. [14]. Уровень сигма 0,995 является самым близким к поверхности уровнем модели, использующейся при усвоении данных в NCEP/NCAR Reanalysis, и приблизительно соответствует высоте 42,2 метра над поверхностью рельефа местности в каждом узле сетки. Также использовались среднемесячные данные количества осадков за 1980–2021 гг. из реанализа NOAA's PRECipitation REConstruction over Land (PREC/L), представленные только над сушей на сетке $1 \times 1^\circ$ [15]. Результаты этих реанализов получены на основе усвоения данных наблюдений на метеостанциях, и сравнение с ними позволяет оценить, как адекватно и достоверно воспроизводит реанализ NASA MERRA-2 данные наземных наблюдений. При этом следует обратить внимание на то, что у большинства реанализов есть проблемы с воспроизведением данных наблюдений на метеостанциях в горных районах и в районах на границе суша — море.

По всем исследуемым среднемесячным данным в каждом узле их сетки рассчитан средний годовой ход за период 1980–2021 гг. Затем этот средний годовой ход в каждом узле сетки вычтен из данных для получения среднемесячных аномалий относительно среднего годового хода (далее — просто аномалии).

По исследуемым данным для региона западной части Российской Арктики ($60\text{--}75^\circ$ с. ш., $30\text{--}85^\circ$ в. д.) рассчитаны и построены следующие поля:

1. Средние значения за периоды 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг.

2. Средние изменения между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами).

3. Средние значения для зимних (декабрь–февраль) и летних (июнь–август) сезонов и 12 месяцев года за периоды 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг.

4. Средние изменения для зимних (декабрь–февраль) и летних (июнь–август) сезонов и 12 месяцев года между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами).

5. Скорость (линейный тренд) изменений среднемесячных аномалий относительно годового хода за периоды 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг., оцененная с помощью приближения полиномами 1-й степени методом наименьших квадратов (1-я производная).

6. Ускорение (квадратичный тренд) изменений среднемесячных аномалий относительно годового хода за периоды 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг., оцененное с помощью приближения полиномами 2-й степени — методом наименьших квадратов (2-я производная).

Исследовались среднемесячные значения зональной (направленной с запада на восток) и меридиональной (направленной с юга на север) компонент скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности. Производилось отдельное осреднение зональной (U) и меридиональной (V) компонент скорости ветра за периоды 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. После чего по полученным средним значениям U и V вычислялись модуль и направление скорости ветра. Аналогичным образом вычислялись средние значения модуля и направления скорости ветра для каждого месяца года, а также зимнего и летнего сезонов. Следует отметить, что использованные среднемесячные значения U и V скорости ветра из-за осреднения существенно отличаются по величине от среднесуточных. Вследствие чего полученные результаты следует интерпретировать как оценку климатических (долгопериодных) изменений циркуляции атмосферы исследуемого региона.

В качестве временной границы между периодами выбран переход между 2000 и 2001 гг. Этот выбор сделан по нескольким причинам. Во-первых, таким образом, рассматриваются равные по продолжительности — 21 год — периоды 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. Соответственно, при выполняемом осреднении за эти периоды участвует одинаковое число лет. Во-вторых, выбор этих периодов сделан на основе применения модели ступенчатых переходов от одного квазистационарного режима к другому [16]. При данном подходе год ступенчатого перехода от одного квазистационарного периода к другому находится итерациями при достижении минимального значения сумм квадратов отклонений двух частей временного ряда [17]. Применяя этот метод, 2001 г. был найден наименьшим годом ступенчатого перехода температуры в регионе западной части Российской Арктики, произошедшего на западе Кольского полуострова (рис. 1). При этом из рассмотрения исключены небольшие районы в регионе Обской губы, отмеченные на рис. 1 синим цветом, речь о которых пойдет в следующем разделе.

Поле лет ступенчатых переходов температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности (ТВП) по данным MERRA-2 за период 1980–2021 гг. (рис. 1) было построено следующим образом. В каждом узле сетки MERRA-2 вычислялся ряд среднегодовых значений ТВП. Эти ряды сглаживались скользящим пятилетним средним. Каждый из рядов 22 раза разбивался на две части, начиная от 1990 г. и заканчивая 2011 г. То есть крайние 10 лет с каждого конца ряда не рассматривались в качестве возможного года ступенчатого перехода. Для каждого из таких

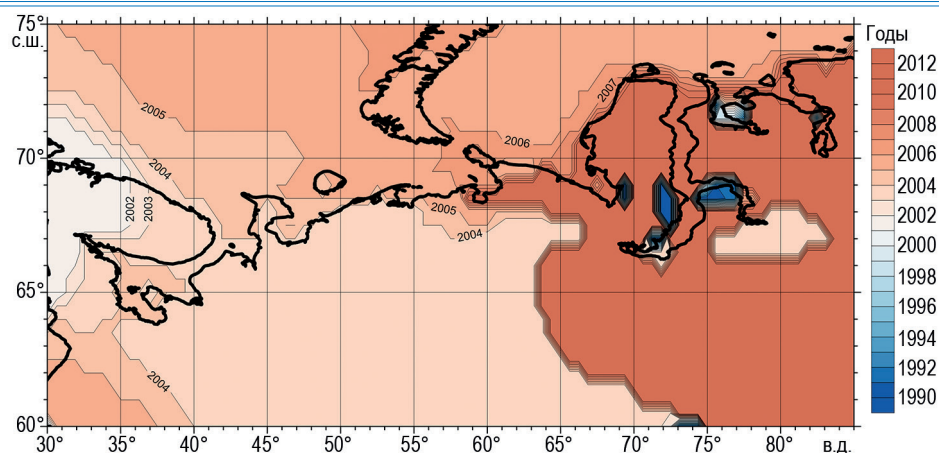


Рис. 1. Поле лет ступенчатых переходов температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности за период 1980–2021 гг.

Fig. 1. The field of years of stepwise transitions of air temperature at a height of 2 meters from the surface for the period 1980–2021

разбиений вычислялись дисперсии первой и второй части и сумма этих дисперсий. Таким образом, строился ряд из 22 значений сумм дисперсий, и затем находился минимум этого ряда сумм дисперсий. Год, которому соответствовал этот минимум, и принимался за год ступенчатого перехода данного узла сетки. Более подробное и формализованное описание этого метода можно найти в [16, 17].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На поле лет ступенчатых переходов ТВП (рис. 1) видно их увеличение с запада на восток. Так, в регионе западной части Кольского полуострова минимальным годом ступенчатого перехода является 2001 г. (отмечен самым бледно-розовым цветом). А на востоке рассматриваемого региона западной части Российской Арктики годом ступенчатого перехода ТВП является 2011 г. Это свидетельствует о существенной роли влияния западного переноса из Северной Атлантики на процесс ступенчатого перехода климата исследуемого региона. В работах [18, 19] обнаружен переход климата Северной Атлантики на рубеже XX и XXI вв. из одной фазы в другую. Вероятнее всего, этот фазовый переход в Северной Атлантике с некоторой задержкой оказал влияние и на климат западной части Российской Арктики.

В северной части Тихого океана в 1998–1999 гг. произошел сдвиг климатического режима, который обнаруживается с помощью последовательного алгоритма проверки климатических сдвигов [20]. Более того, в работе [21] была выдвинута гипотеза о том, что и глобальная температурная динамика выглядит как ступенчатая функция. Несмотря на то, что эта позиция продолжает оставаться предметом научных дискуссий, данный подход ступенчатого изменения климата, на наш взгляд, представляет существенный интерес. И поэтому в данной работе изменения основных гидрометеорологических параметров западной части Российской Арктики рассматриваются с точки зрения перехода из одного климатического режима в 1980–2000 гг. в новое состояние 2001–2021 гг. Для оценки же изменений, произошедших внутри самих периодов 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг., построены поля скорости и ускорения этих изменений.

Данное исследование изменений климата западной части Российской Арктики было начато с рассмотрения температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности. Данные ТВП более равномерно распределены, чем температура самой поверхности, и лучше, на наш взгляд, подходят для построения полей изменений, произошедших за исследуемый период. В полях температуры поверхности граница между водой и сушей проявляется более заметно, чем в полях ТВП. Но при этом значения ТВП довольно близки к значениям температуры поверхности океана и суши. Поэтому, чтобы оценить температурные изменения всего исследуемого региона в целом, первоначально рассмотрены именно поля ТВП.

В 2001–2021 гг. средние значения ТВП существенно изменились по сравнению с 1980–2000 гг. (рис. П1). Нулевая изотерма сместилась на северо-восток, и средняя годовая температура перешла через ноль в достаточно больших по площади районах, что может послужить причиной таяния в них многолетней мерзлоты. Однако, помимо ТВП, для процессов образования и таяния многолетней мерзлоты важны и другие параметры, одним из которых является толщина снежного покрова, который выступает в качестве теплоизолятора между почвой и атмосферой.

Поля средних значений ТВП (рис. П1) демонстрируют существенное увеличение температуры в регионах Баренцева [22], Карского и Белого [23] морей в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. Этот рост ТВП мог явиться следствием обратной положительной связи между повышением температуры и сокращением морского льда [24, 25]. Открытая водная поверхность имеет гораздо более низкое альbedo, чем морской лед. Таким образом, при сокращении морского льда океан начинает поглощать больше солнечной радиации, и температура верхнего слоя воды увеличивается. Это в свою очередь приводит к ускорению таяния морского льда, в особенности на границе между льдом и открытой поверхностью воды. Более того, данный процесс может происходить не синхронно, а с задержкой из-за высокого теплосодержания воды. Так, тепло, накопленное океаном летом, может повлиять на температуру воздуха в последующий осенне-зимний сезон.

В регионе западной части Российской Арктики наблюдается сильный годовой ход ТВП. Поэтому представляется важным рассмотреть произошедшие климатические изменения отдельно для зимнего и летнего сезонов, а также для каждого из 12 месяцев года. Этот проведенный анализ показал, что между 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. в зимний сезон (декабрь–февраль) произошли более заметные изменения ТВП по сравнению с летним сезоном (июнь–август) (рис. П2). На полях, представленных на рис. П2, также видно, что ТВП заметнее всего выросла над акваториями Карского, Баренцева и Белого морей и в прилегающих к ним районах суши. Причем существенный рост ТВП над акваториями Карского и Белого морей наблюдался как в зимний, так и в летний сезон. Следует отметить, что на юго-востоке исследуемого региона средняя ТВП в 2001–2021 гг. существенно не увеличилась по сравнению с 1980–2000 гг., а в зимний сезон даже понизилась. Таким образом, уменьшилась разница температуры между югом и севером западной части Российской Арктики.

В летний сезон 2001–2021 гг. ТВП выросла в регионе Обской губы по сравнению с 1980–2000 гг. Но в отличие от летнего сезона, в зимний сезон наблюдаются отрицательные изменения ТВП в районах впадения крупных рек в Карское и Баренцево моря. Эти локальные понижения ТВП, на наш взгляд, могут быть связаны с уменьшением солености верхнего слоя воды в этих акваториях. И как следствие,

более раннего образования морского льда. Подтверждением этой гипотезы являются приведенные ниже результаты изменения количества осадков в водосборах этих рек.

Наиболее заметный рост ТВП в 2001–2021 гг. по отношению к 1980–2000 гг. наблюдается в двух месяцах года: ноябре и апреле (рис. П3). Вследствие чего можно сделать вывод, что в 2001–2021 гг. произошло сокращение продолжительности холодного сезона по сравнению с 1980–2000 гг.: зима стала начинаться позднее, а заканчиваться раньше. Причем наиболее существенные положительные изменения ТВП (более 4 °C) наблюдались в ноябре в Карском море (рис. П3а), что может быть связано с более поздним образованием морского льда в юго-западной части Карского моря в октябре–ноябре в период 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. В районах же Обской губы, Гыданской губы и Енисейского залива в ноябре произошло понижение средней ТВП, что, как уже было упомянуто выше, может быть вызвано увеличением пресной воды, поступающей в эти акватории.

В апреле наиболее сильные положительные изменения ТВП (более 2 °C) наблюдаются в северо-восточной части Баренцева моря. Этот рост ТВП может быть связан с более ранним таянием морского льда в этом регионе в период 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. На суше существенный рост ТВП в ноябре наблюдается в юго-западной части исследуемого региона, а в апреле — в его северо-восточной части.

Указанные выше изменения средних ТВП между 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. также наблюдаются в значениях средней скорости (линейного тренда) изменений среднемесячных аномалий ТВП (°C за 10 лет) за период 2001–2021 гг. (рис. П4б). На этом поле видно, что в период 2001–2021 гг. на востоке Баренцева моря и юго-западе Карского моря ТВП росла со скоростью более 1 °C за 10 лет, то есть за период 2001–2021 гг. она выросла более чем на 2 °C. В период же 1980–2000 гг. в акваториях исследуемых морей существенный рост ТВП не наблюдался (рис. П4а), но присутствовал заметный рост ТВП на западе исследуемого региона. Это подтверждает западно-восточное распространение лет ступенчатых переходов ТВП западной части Российской Арктики (рис. 1). Рис. П4а демонстрирует, что ТВП начала расти в период 1980–2000 гг. сначала на западе исследуемого региона, а в 2001–2021 гг. этот рост распространился на восток и усилился над акваториями Белого, Баренцева и Карского морей.

Особый интерес, на наш взгляд, представляет то, что указанный выше рост ТВП над акваториями Баренцева, Карского и Белого морей в 2001–2021 гг. происходил с положительным ускорением (рис. П5б). То есть скорость этого роста увеличивалась на протяжении периода 2001–2021 гг. Значения среднего ускорения (квадратичного тренда) изменений среднемесячных аномалий ТВП (°C за (10 лет)²), оцененные с помощью приближения полиномами 2-й степени (2-я производная), за период 1980–2000 гг. на востоке Баренцева моря и юго-западе Карского моря также являются положительными (рис. П5а) при линейном тренде, близком к нейтральному (рис. П4а). Это означает, что ветви парабол, которыми аппроксимированы изменения ТВП в этих регионах за 1980–2000 гг., направлены вверх, то есть рост ТВП начался в акваториях исследуемых морей раньше, чем в 2001 г. Но поскольку океан обладает большей инерционностью, чем атмосфера, то скорость роста ТВП над акваториями Баренцева, Карского и Белого морей в 1980–2000 гг., оцененная с помощью линейного тренда (рис. П4а), еще не превосходила скорость роста ТВП над западной материковой частью исследуемого региона. В период же 2001–2021 гг. и скорость, и ускорение роста ТВП над акваториями Баренцева, Карского и Белого

морей стали заметно превосходить эти показатели над сушей. И возможно, одной из причин этого опережающего роста послужила упомянутая выше альбедная положительная обратная связь между морским льдом и температурой верхнего деятельного слоя океана.

На фоне указанного выше роста ТВП в западной части Российской Арктики в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. выделяются локальные районы понижения ТВП в акватории заливов, в которые впадают реки Обь, Гыда, Енисей, Байдарата, Море-Ю, Печора, Ви́жас и Мезень, в зимний сезон (рис. П2а). В ноябре отрицательные изменения ТВП наблюдаются только в Обской губе, Гыданской губе и Енисейском заливе (рис. П3а). Причем в летний сезон (рис. П2б) и в апреле (рис. П3б) отрицательных изменений ТВП в указанных районах не наблюдается. На поле лет ступенчатых переходов (рис. 1) в районах Обской, Байдарацкой и Гыданской губы наблюдаются значения, отличающиеся от окружающих их территорий и акваторий. Это же справедливо и для полей скорости (рис. П4б) и ускорения (рис. П5б) изменений ТВП в 2001–2021 гг. Таким образом, можно предположить, что данные отличия наблюдаются по причине наличия некоторых иных факторов, влияющих на эти локальные районы и не влияющих на окружающие их области. Одно из объяснений этих аномалий заключается в том, что эти локальные отрицательные изменения ТВП произошли по причине увеличения общего количества осадков (ОКО) в водосборах указанных рек в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. в сентябре (рис. П6).

Поскольку увеличение ОКО в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. особенно характерно для сентября (рис. П6), то оно привело к увеличению количества пресной воды, переносимой в первой половине осени в районы обнаруженных отрицательных аномалий ТВП. Вследствие чего в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. в районах впадения крупных рек в Баренцево и Карское моря происходило распреснение верхнего слоя морской воды. Это способствовало усилению стратификации верхнего слоя воды и более раннему образованию морского льда, что послужило причиной сокращения потоков тепла из океана в атмосферу и понижения ТВП в этих локальных районах. Более того, существенный рост ОКО в 2001–2021 гг. характерен для большей части материковой части исследуемого региона (рис. П7б), в то время как в 1980–2000 гг. такого заметного увеличения ОКО не наблюдалось (рис. П7а). Следует обратить внимание, что данные ОКО обладают сильной пространственной и временной изменчивостью, что проявляется на рис. П6 и что оказывает существенное влияние на результаты скорости изменений ОКО (рис. П7), оцененной с помощью метода наименьших квадратов, чувствительного к граничным значениям.

Обнаруженный рост ОКО в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг. мог произойти вследствие изменения циркуляции атмосферы в западной части Российской Арктики. Зимняя и летняя циркуляции атмосферы в исследуемом регионе существенно различаются, поэтому эти сезоны следует рассмотреть отдельно. На рис. П8 представлены поля средних значений скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности (СВП) для зимнего сезона (декабрь–февраль) за периоды 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. На этих полях видно, что в зимний сезон 2001–2021 гг. в Баренцевом и Карском морях произошло усиление южного ветра по сравнению с 1980–2000 гг. (рис. П8). Это же подтверждается и полем средних изменений СВП между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами) для зимнего сезона (декабрь–февраль) (рис. П9а). На рис. П9а видно, что в Барен-

цевом море модуль скорости южного ветра в зимний период 2001–2021 гг. вырос по сравнению с 1980–2000 гг. более чем на 0,5 м/с. Увеличение меридиональной (направленной с юга на север) компоненты СВП в зимний сезон на юге Баренцева моря составило 0,5–1,0 м/с. Это могло привести к ветровому нагону морского льда с юга на север Баренцева и Карского морей, сокращению площади льда и усилению перемешивания верхнего слоя воды на юге этих морей.

В летний сезон (июнь–август) в регионе западной части Российской Арктики в 2001–2021 гг. произошло усиление западного ветра по сравнению с 1980–2000 гг., что способствовало усилению западного переноса тепла и влаги из Северной Атлантики в исследуемый регион (рис. П9б и рис. П10). Еще более заметное усиление западного ветра в исследуемом регионе произошло в сентябре (рис. П11). Увеличение зональной (направленной с запада на восток) компоненты СВП в летний сезон и в сентябре на юге Баренцева и Карского морей составило 0,5–1,0 м/с. Возможно, это и могло стать одной из причин описанного выше роста ОКО, выпадающих в летний период и сентябре, в западной части Российской Арктики в 2001–2021 гг. по сравнению с 1980–2000 гг.

Найденные изменения циркуляции атмосферы в 2001–2021 гг. по отношению к 1980–2000 гг. способствовали ослаблению влияния Арктики на исследуемый регион и усилению влияния Северной Атлантики, что и могло послужить одной из причин обнаруженного роста ТВП западной части Российской Арктики.

Для проверки полученных по данным MERRA-2 результатов аналогичным образом были рассчитаны поля изменений исследуемых гидрометеорологических параметров, но уже по данным NCEP/NCAR Reanalysis и PREC/L. При построении проверочных полей применялись те же самые программы и использовались данные за те же самые временные интервалы, что и для полей, представленных на рис. 1 и П1–П11. Основная часть проверочных полей достаточно хорошо совпала с полученными по данным MERRA-2 результатами с учетом более грубого пространственного разрешения данных NCEP/NCAR Reanalysis и PREC/L по сравнению с данными MERRA-2. Исключение составили результаты скорости изменений ОКО, оцененные с помощью приближения полиномами 1-й степени с помощью метода наименьших квадратов и последующего взятия 1-й производной (рис. П7). Это свидетельствует о том, что к результатам, полученным с помощью метода наименьших квадратов, следует относиться с осторожностью из-за высокой чувствительности этого метода к краевым значениям. И это особенно заметно проявилось при анализе данных ОКО, обладающих высокой временной и пространственной изменчивостью. С другой стороны, результаты по изменению ОКО, полученные с помощью интегрирования по временным периодам 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг., подтвердились по проверочным данным, что говорит об устойчивости этого метода к краевым условиям и надежности полученных результатов.

ВЫВОДЫ

1. Подтверждено существенное потепление климата западной части Российской Арктики в 1980–2021 гг. Причем наиболее сильное увеличение температуры отмечается для ноября и апреля, что свидетельствует о произошедшем смещении границ сезонов — более позднем начале зимы и раннем ее завершении. Обнаружено, что в период 2001–2021 гг. температура быстрее всего росла в акваториях Баренцева, Карского и Белого морей и этот рост происходил с ускорением. Таким образом, уменьшилась разница температуры между югом и севером западной части Российской Арктики. Предположено,

что одной из причин этого ускоренного роста температуры могла послужить альбедная обратная положительная связь с площадью морского льда.

2. Выявлено увеличение количества осадков, особенно явно проявляющееся для летнего сезона и сентября. Вызванное этим увеличение поступления пресных вод в моря способствовало распреснению и усилению стратификации верхнего слоя воды, более раннему образованию морского льда, сокращению потоков тепла из океана в атмосферу и понижению приповерхностной температуры воздуха в зимние периоды в локальных районах впадения крупных рек в Карское и Баренцево моря.

3. Обнаружено значительное изменение циркуляции атмосферы в исследуемом регионе. В зимний сезон 2001–2021 гг. в Баренцевом и Карском морях произошло усиление южного ветра по сравнению с 1980–2000 гг. Это могло привести к ветровому нагону морского льда с юга на север Баренцева и Карского морей, сокращению площади льда и усилению перемешивания верхнего слоя воды на юге этих морей. В летний сезон и сентябре 2001–2021 гг. произошло усиление западного ветра по сравнению с 1980–2000 гг., что способствовало усилению западного переноса тепла и влаги из Северной Атлантики в исследуемый регион.

4. Таким образом, за рассмотренный временной период произошли существенные изменения климата западной части Российской Арктики. Усилился западный перенос из Северной Атлантики, возросло количество выпадающих атмосферных осадков, и произошел ускоренный рост температуры. Все это способствовало «атлантификации» климата западной части Российской Арктики и приближению его к переломной точке, после которой климатическая система может установиться вокруг другого состояния равновесия. Но для подтверждения или опровержения предположений о причинах и последствиях установленных изменений требуются дополнительные исследования, которые мы намерены выполнить в дальнейшем.

Конфликт интересов. Авторы статьи не имеют конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 21-77-30010 «Системный анализ динамики геофизических процессов в Российской Арктике и их воздействие на развитие и функционирование инфраструктуры железнодорожного транспорта» (2021–2024 гг.).

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. The study was carried out within the framework of the Russian Science Foundation project № 21-77-30010 “System analysis of the dynamics of geophysical processes in the Russian Arctic and their impact on the development and functioning of the railway transport infrastructure” (2021–2024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Moon T.A., Druckenmiller M.L., Thoman R.L. Executive Summary // NOAA Technical Report OAR ARC ; 21-01. Arctic Report Card 2021. 4 p. <https://doi.org/10.25923/5s0f-5163>. URL: <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/34308> (дата обращения: 15.06.2022).
2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2021 год. М.: Росгидромет, 2022. 104 с.
3. Магрицкий Д.В., Повалянишникова Е.С., Фролова Н.Л. История изучения стока воды и водного режима рек Арктической зоны России в XX в. и начале XXI в. // Арктика и Антарктика. 2019. № 3. С. 61–96. doi: 10.7256/2453-8922.2019.3.29939. URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=29939 (дата обращения: 15.06.2022).

4. Комплексные исследования Белого моря и водосбора в интересах развития Арктической зоны РФ: Отчет о научно-исследовательской работе. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2021. 103 с.
5. Толстиков А.В., Балаганский А.Ф., Чернов И.А. Оценка теплового стока рек водосбора Белого моря // Вестник Московского университета. Сер. 5: География. 2021. № 3. С. 109–119.
6. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I., Sandø A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback // Journal of Physical Oceanography. 2016. № 46 (5). P. 1437–1456.
7. 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). P. 4736–4743.
8. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V.V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. № 356.6335. P. 285–291.
9. Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., Randles C.A., Darmenov A., Bosilovich M.G., Reichle R., Wargan K., Coy L., Cullather R., Draper C., Akella S., Buchard V., Conaty A., da Silva A.M., Gu W., Kim G., Koster R., Lucchesi R., Merkova D., Nielsen J.E., Partyka G., Pawson S., Putman W., Rienecker M., Schubert S.D., Sienkiewicz M., Zhao B. The modern-era retrospective analysis for research and applications, Version 2 (MERRA-2) // Journal of Climate. 2017. № 30 (14). P. 5419–5454.
10. Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M.G., Schubert S.D., Takacs L., Kim G., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A., Gu W., Joiner J., Koster R.D., Lucchesi R., Molod A., Owens T., Pawson S., Pegion P., Redder C.R., Reichle R., Robertson F.R., Ruddick A.G., Sienkiewicz M., Woollen J. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications // Journal of Climate. 2011. № 24 (14). P. 3624–3648.
11. Molod A., Takacs L., Suarez M., Bacmeister J. Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model: evolution from MERRA to MERRA-2 // Geosci. Model Dev. Discuss. 2014. № 7. P. 7575–7617.
12. Wu W.-S., Purser R.J., Parrish D.F. Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances // Mon. Wea. Rev. 2002. № 130. P. 2905–2916.
13. Reichle R.H., Koster R.D., De Lannoy G.J.M., Forman B.A., Liu Q., Mahanama S.P.P., Toure A. Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates // Journal of Climate. 2011. № 24. P. 6322–6338.
14. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Roy J., Dennis J. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1996. V. 77. P. 437–471.
15. Chen M., Xie P., Janowiak J.E., Arkin P.A. Global land precipitation: a 50-yr monthly analysis based on Gauge observations // J. of Hydrometeorology. 2002. № 3. P. 249–266.
16. Лобанов В.А., Токпа М.М., Григорьева А.А. Применение статистических моделей нестационарного среднего для выявления изменений климата // Климатические риски и космическая погода: Материалы Международной конференции, посвященной памяти Нины Константиновны Кононовой. Иркутск, 14–17 июня 2021 г. Иркутск: Издательство ИГУ, 2021. С. 360–369.
17. Лобанов В.А., Горшкова Н.И. Характеристики ледового режима республики Саха (Якутия) и их климатические изменения // Ученые записки РГГМУ. 2020. № 55. С. 86–98.
18. Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A., Serykh I.V. Phase variability of some characteristics of the present-day climate in the Northern Atlantic region // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 438. № 2. P. 887–892.
19. Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content // Pure and Applied Geophysics. 2017. V. 174. № 7. P. 2863–2878.

20. Rodionov S.N. A sequential algorithm for testing climate regime shifts // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31 (9). L09204, 4 p. doi:10.1029/2004GL019448.
21. Барцев С.И., Белолипецкий П.В., Дегерменджи А.Г., Иванова Ю.Д., Почекутов А.А., Салтыков М.Ю. Новый взгляд на динамику климата Земли // *Вестник РАН*. 2016. Т. 86. № 3. С. 244–251.
22. Serykh I.V., Kostianoy A.G. Seasonal and interannual variability of the Barents Sea temperature // *Ecologica Montenegrina*. 2019. V. 25. P. 1–13.
23. Серых И.В., Толстиков А.В. О причинах долгопериодной изменчивости приповерхностной температуры воздуха над Белым морем // *Вестник Московского университета. Сер. 5: География*. 2020. № 4. С. 83–95.
24. Будыко М.И. О происхождении ледниковых эпох // *Метеорология и гидрология*. 1968. № 11. С. 3–12.
25. Серых И.В., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Костяная Е.А. О переходе температурного режима региона Белого моря в новое фазовое состояние // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022. Т. 15. № 1. С. 98–111.

REFERENCES

1. Moon T.A., Druckenmiller M.L., Thoman R.L. Executive Summary. NOAA Technical Report OAR ARC ; 21-01. Arctic Report Card 2021. 4 p. <https://doi.org/10.25923/5s0f-5163>. Available at: <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/34308> (accessed 15.06.2022).
2. *Doklad ob osobennostiakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2021 god*. Report on climate features in the Russian Federation for 2021. Moscow: Rosgidromet, 2022: 104 p. [In Russian].
3. Magricki D.V., Povalishnikova E.S., Frolova N.L. The history of the study of water runoff and the water regime of rivers in the Arctic zone of Russia in the 20th century and the beginning of the XXI century. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2019, 3: 61–96. DOI: 10.7256/2453-8922.2019.3.29939. Available at: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=29939 (accessed 15.06.2022). [In Russian].
4. *Kompleksnye issledovaniia Belogo moria i vodosbora v interesakh razvitiia Arkticheskoi zony RF: Otchet o nauchno-issledovatel'skoi rabote*. Comprehensive studies of the White Sea and the watershed in the interests of the development of the Arctic zone of the Russian Federation. Research report. Petrozavodsk: KarNC RAS. 2021: 103 p. [In Russian].
5. Tolstikov A.V., Balaganskiy A.F., Chernov I.A. Estimation of heat runoff of the rivers in the White Sea catchment area. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5: Geografiya*. Bulletin of Moscow University. Geography. 2021, 3: 109–119. [In Russian].
6. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I., Sandø A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback. *Journal of Physical Oceanography*. 2016, 46 (5): 1437–1456.
7. 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.
8. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V.V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Science*. 2017, 356.6335: 285–291.
9. Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J., Todling R., Molod A., Takacs L., Randles C.A., Darmenov A., Bosilovich M.G., Reichle R., Wargan K., Coy L., Cullather R., Draper C., Akella S., Buchard V., Conaty A., da Silva A. M., Gu W., Kim G., Koster R., Lucchesi R., Merkova D., Nielsen J.E., Partyka G., Pawson S., Putman W., Rienecker M., Schubert S.D., Sienkiewicz M., Zhao B. The modern-era retrospective analysis for research and applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*. 2017, 30 (14): 5419–5454.

10. Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M.G., Schubert S.D., Takacs L., Kim G., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A., Gu W., Joiner J., Koster R.D., Lucchesi R., Molod A., Owens T., Pawson S., Pegion P., Redder C.R., Reichle R., Robertson F.R., Ruddick A.G., Sienkiewicz M., Woollen J. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of Climate*. 2011, 24 (14): 3624–3648.
11. Molod A., Takacs L., Suarez M., Bacmeister J. Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model: evolution from MERRA to MERRA-2. *Geosci. Model Dev. Discuss*. 2014, 7: 7575–7617.
12. Wu W.-S., Purser R.J., Parrish D.F. Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. *Mon. Wea. Rev.* 2002, 130: 2905–2916.
13. Reichle R.H., Koster R.D., De Lannoy G.J.M., Forman B.A., Liu Q., Mahanama S.P.P., Toure A. Assessment and enhancement of MERRA land surface hydrology estimates. *Journal of Climate*. 2011, 24: 6322–6338.
14. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Roy J., Dennis J. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1996, 77: 437–471.
15. Chen M., Xie P., Janowiak J.E., Arkin P.A. Global Land Precipitation: A 50-yr monthly analysis based on Gauge observations. *J. of Hydrometeorology*. 2002, 3: 249–266.
16. Lobanov V.A., Tokpa M.M., Grigor'eva A.A. *Primenenie statisticheskikh modelei nestatsionarnogo srednego dlia vyivleniia izmenenii klimata*. Application of statistical non-stationary mean models to detect climate change. *Klimaticheskie riski i kosmicheskaja pogoda: Materialy Mezhdunarodnoi konferentsii, posvashchenoi pamiati Niny Konstantinovny Kononovoi. Irkutsk, 14–17 iyunia 2021 g.* Climate risks and space weather: Proceedings of the International Conference dedicated to the memory of Nina Kononova. Irkutsk, June 14–17, 2021. Irkutsk: IGU Publishing House, 2021: 360–369. [In Russian].
17. Lobanov V.A., Gorshkova N.I. Characteristics of the ice regime of the Republic of Sakha (Yakutia) and their climatic changes. *Ucheniye zapiski RGGMU*. Scientific notes of RSHU. 2020, 55: 86–98. [In Russian].
18. Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Yu.A., Serykh I.V. Phase variability of some characteristics of the present-day climate in the Northern Atlantic region. *Doklady Earth Sciences*. 2011, 438 (2): 887–892.
19. Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content. *Pure and Applied Geophysics*. 2017, 174 (7): 2863–2878.
20. Rodionov S.N. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophys Res Lett*. 2004, 31 (9): L09204: 4 p. doi:10.1029/2004GL019448.
21. Barcev S.I., Belolipekij P.V., Degermendzhi A.G., Ivanova Yu.D., Pochekutov A.A., Saltykov M.Yu. A new look at the dynamics of the earth's climate. *Vestnik RAN*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences. 2016, 86 (3): 244–251. [In Russian].
22. Serykh I.V., Kostianoy A.G. Seasonal and interannual variability of the Barents Sea temperature. *Ecologica Montenegrina*. 2019, 25: 1–13.
23. Serykh I.V., Tolstikov A.V. On the reasons for the long-term variability of the near-surface air temperature over the White Sea. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5: Geografiya*. Bulletin of Moscow University. Geography. 2020, 4: 83–95. [In Russian].
24. Budyko M.I. On the origin of glacial epochs. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1968, 11: 3–12. [In Russian].
25. Serykh I.V., Kostianoy A.G., Lebedev S.A., Kostianaia E.A. On the transition of temperature regime of the White Sea region to a new phase state. *Fundamental'naja i prikladnaja gidrofizika*. Fundamental and Applied Hydrophysics. 2022, 15 (1): 98–111. [In Russian].

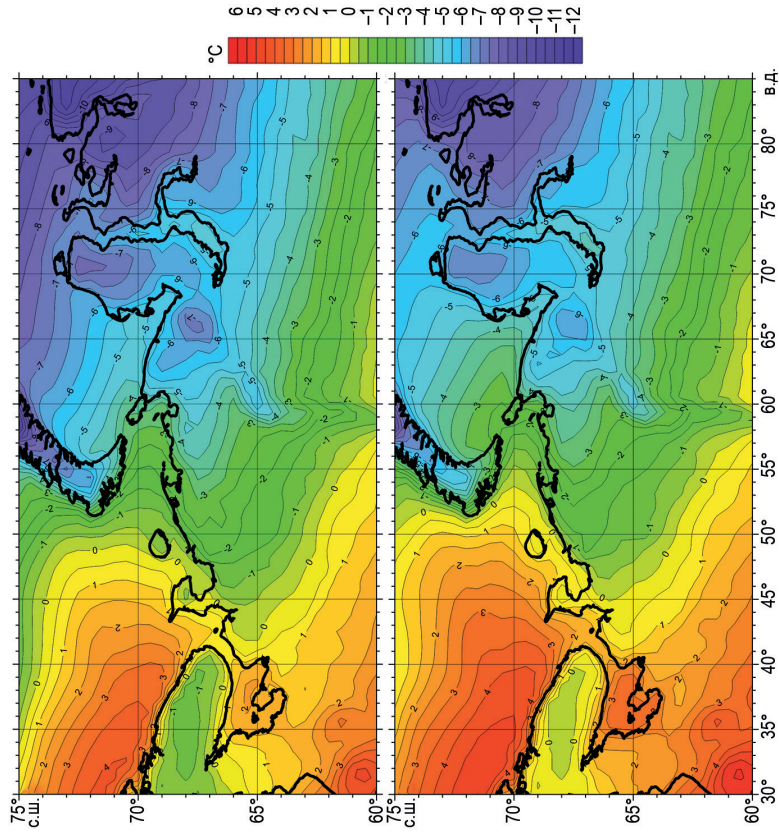


Рис. П1. Средние значения температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности за периоды 1980–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б)

Fig. A1. Average values of air temperature at a height of 2 meters from the surface for the periods 1980–2000 (a) and 2001–2021 (b)

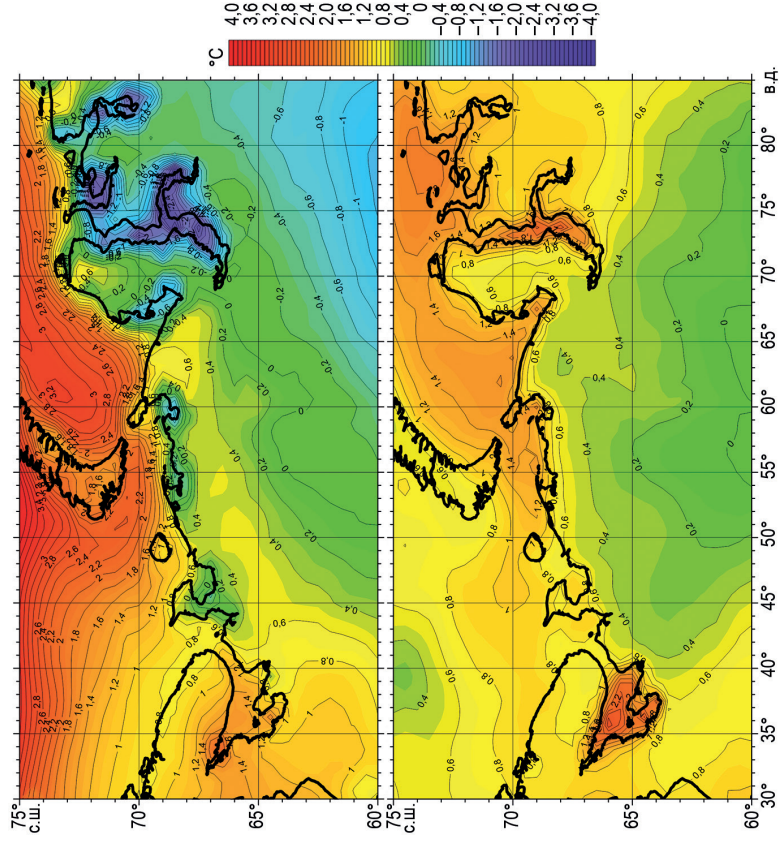


Рис. П2. Средние изменения температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами) для зимнего сезона (декабрь–февраль) (а) и для летнего сезона (июнь–август) (б)

Fig. A2. Average changes in air temperature at a height of 2 meters from the surface between the periods 1980–2000 and 2001–2021 (difference of average values between these periods) for the winter season (December–February) (a) and for the summer season (June–August) (b)

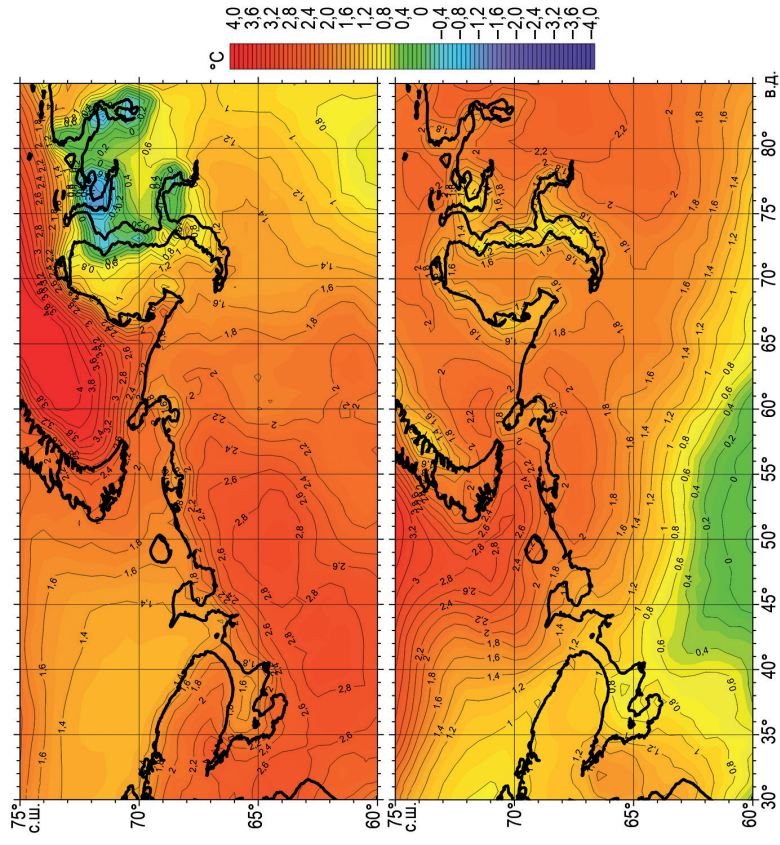


Рис. ПЗ. Средние изменения температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами) для ноября (а) и апреля (б)

Fig. A3. Average changes in air temperature at a height of 2 meters from the surface between the periods 1980–2000 and 2001–2021 (difference of average values between these periods) for the months of November (a) and April (b)

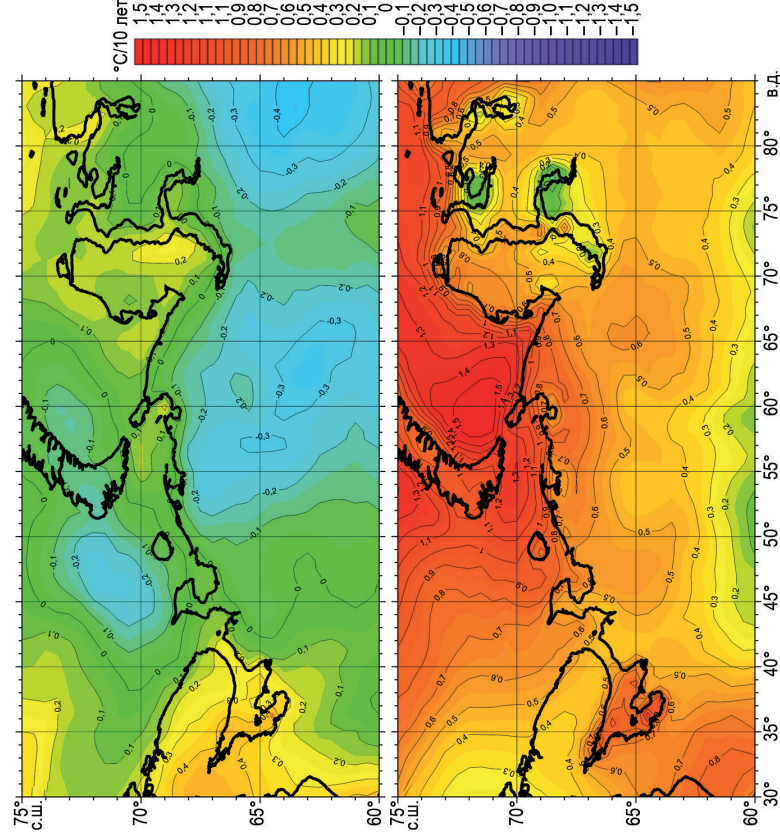


Рис. П4. Средняя скорость (линейный тренд) изменений среднемесячных аномалий (относительно годового хода) температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности (°C за 10 лет), оцененная с помощью приближения полиномами 1-й степени (1-я производная), за периоды 1980–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б)

Fig. A4. The average rate (linear trend) of changes in monthly average anomalies (relative to the annual variation) of air temperature at a height of 2 meters from the surface (°C for 10 years), estimated using the approximation by polynomials of the 1st degree (1st derivative), for periods 1980–2000 (a) and 2001–2021 (b)

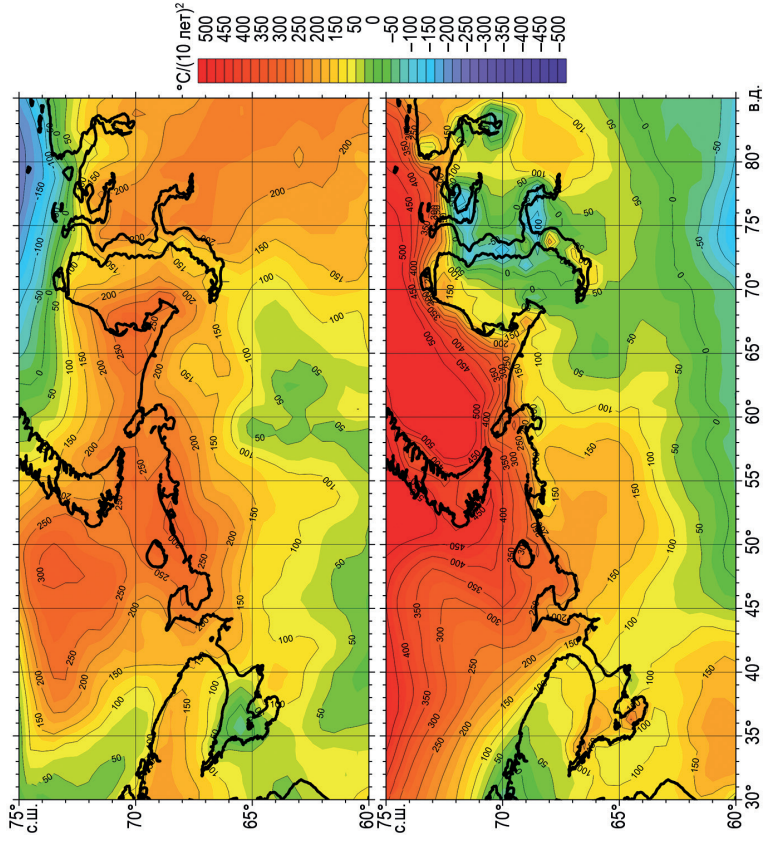


Рис. П5. Среднее ускорение (квадратичный тренд) изменений среднемесячных аномалий (относительно годового хода) температуры воздуха на высоте 2 метра от поверхности ($^{\circ}\text{C}$ за $(10 \text{ лет})^2$), оцененное с помощью приближения полиномами 2-й степени (2-я производная), за периоды 1980–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б)

Fig. A5. Average acceleration (quadratic trend) of changes in monthly average anomalies (relative to the annual variation) of air temperature at a height of 2 meters from the surface ($^{\circ}\text{C}$ for $(10 \text{ years})^2$), estimated using the approximation by 2nd degree polynomials (2nd derivative), for the periods 1980–2000 (a) and 2001–2021 (b)

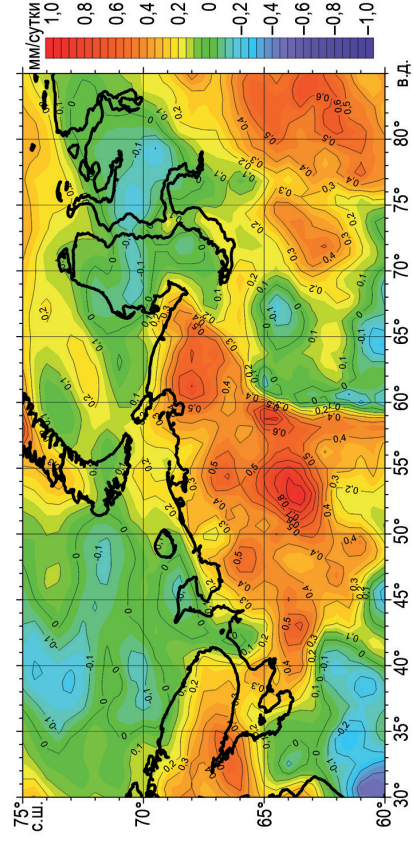


Рис. П6. Средние изменения общего количества осадков за сутки между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами) для сентября

Fig. A6. Average changes in total precipitation per day between the periods 1980–2000 and 2001–2021 (difference of average values between these periods) for September

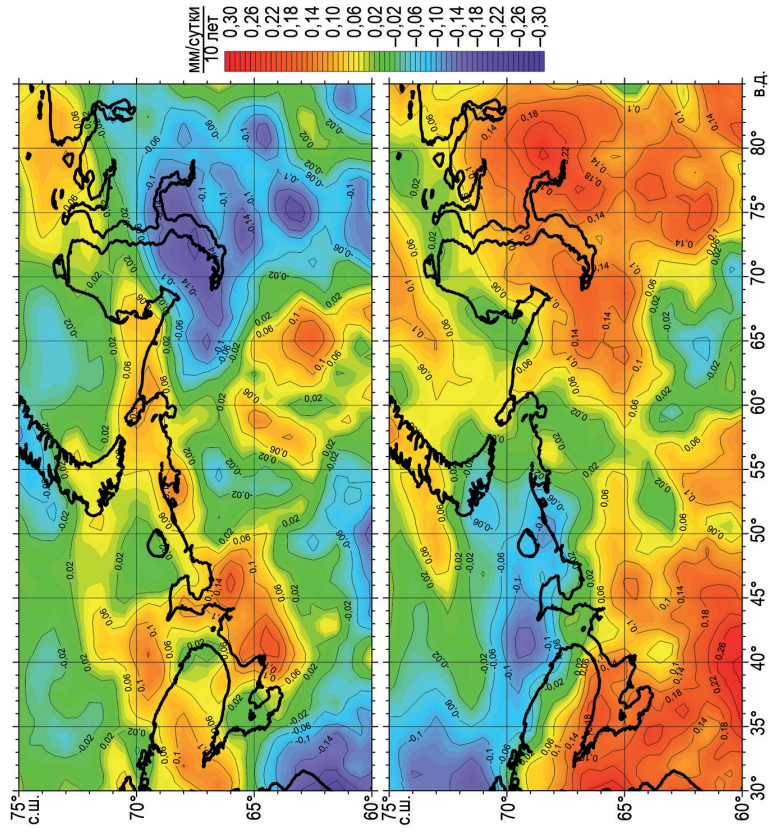


Рис. П7. Средняя скорость (линейный тренд) изменений среднемесячных аномалий (относительно годового хода) общего количества осадков за сутки (мм/сутки за 10 лет), оцененная с помощью приближения полиномами 1-й степени (1-я производная), за периоды 1980–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б)

Fig. A7. The average rate (linear trend) of changes in monthly average anomalies (relative to the annual variation) of total precipitation per day (mm/day for 10 years), estimated using the approximation by polynomials of the 1st degree (1st derivative), for the periods 1980–2000 (a) and 2001–2021 (b)

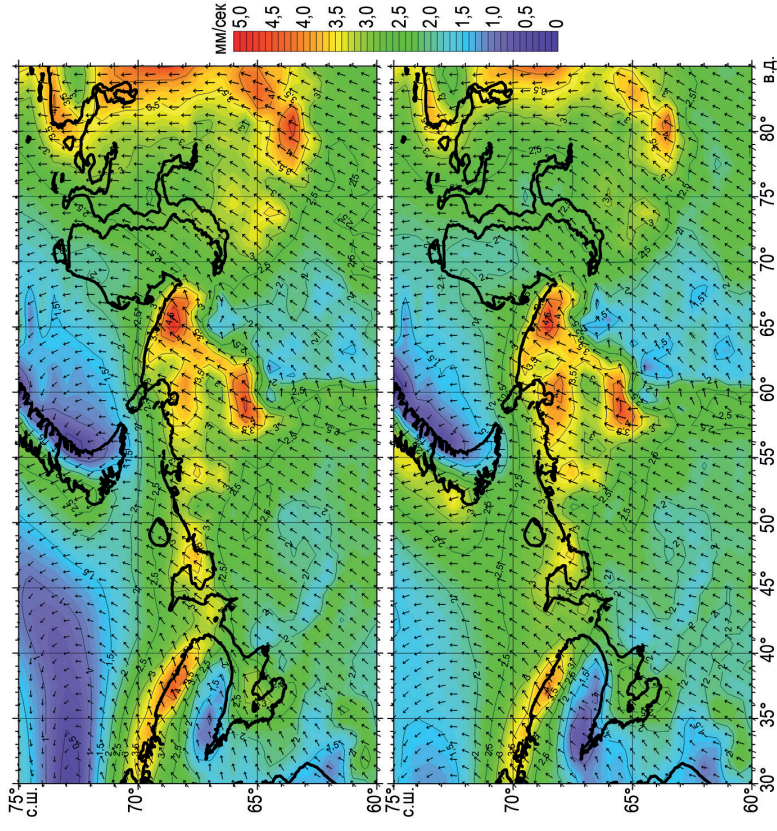


Рис. П8. Средние значения модуля и направления скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности для зимнего сезона (декабрь–февраль) за периоды 1980–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б)

Fig. A8. Average values of wind speed modules and directions at a height of 50 meters from the surface for the winter season (December–February) for the periods 1980–2000 (a) and 2001–2021 (b)

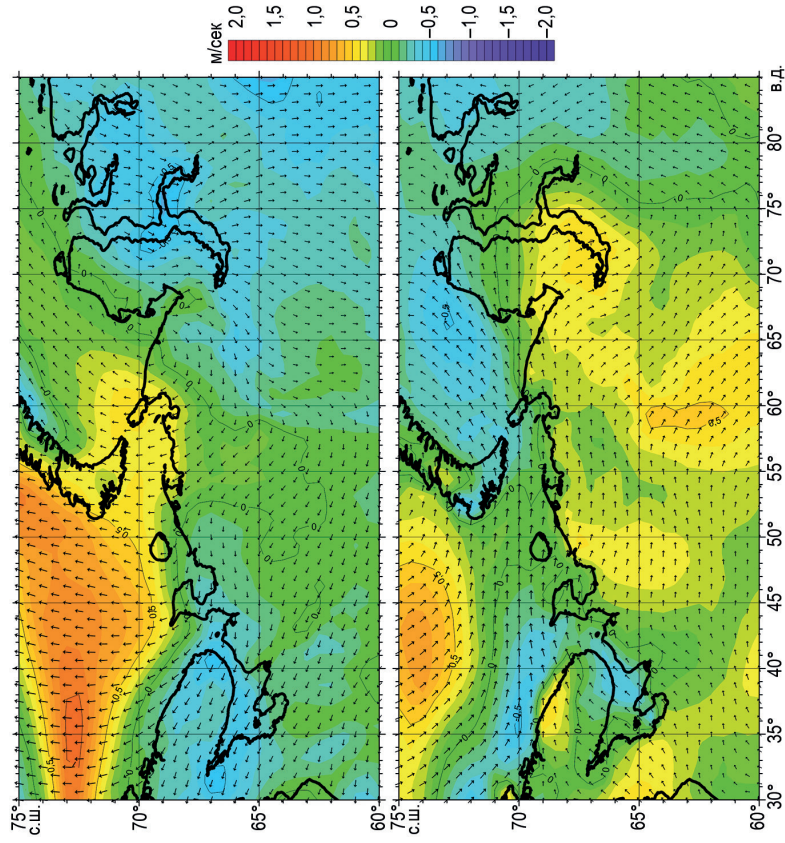


Рис. П9. Средние изменения модуля и направления скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами) для зимнего сезона (декабрь–февраль) (а) и летнего сезона (июнь–август) (б)

Fig. A9. Average changes in wind speed modules and directions at a height of 50 meters from the surface between the periods 1980–2000 and 2001–2021 (difference of average values between these periods) for the winter season (December–February) (a) and the summer season (June–August) (b)

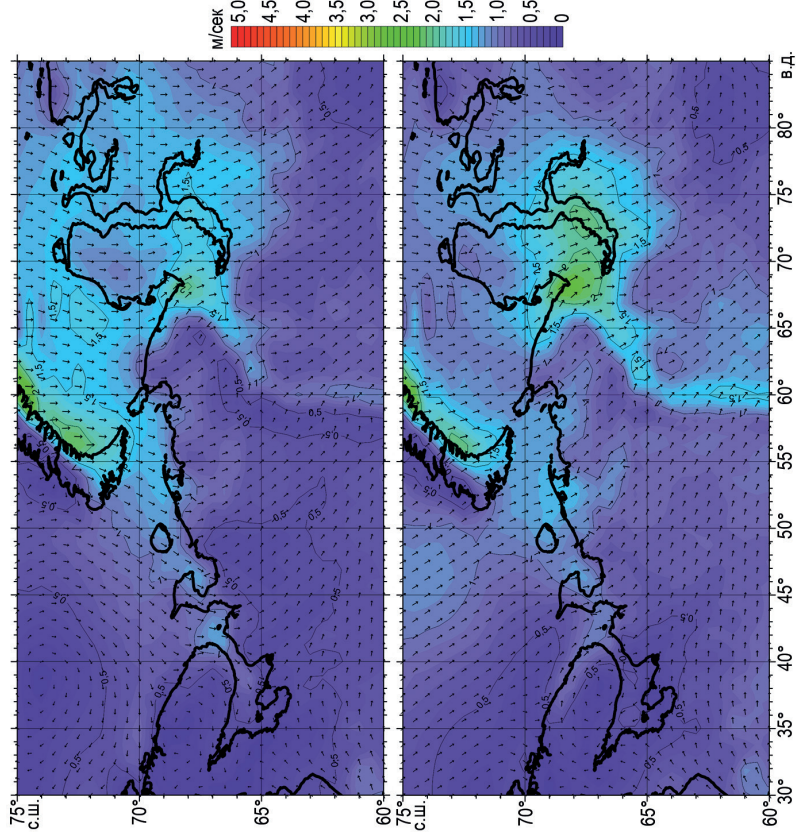


Рис. П10. Средние значения модуля и направления скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности для летнего сезона (июнь–август) за периоды 1980–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б)

Fig. A10. Average values of wind speed modules and directions at a height of 50 meters from the surface for the summer season (June–August) for the periods 1980–2000 (a) and 2001–2021 (b)

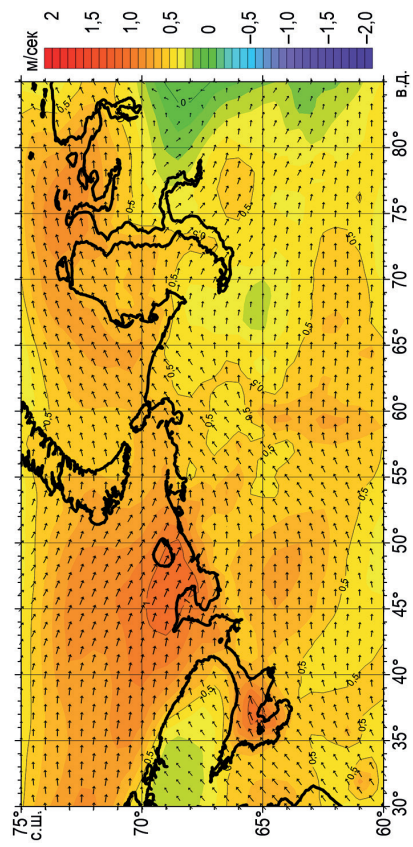


Рис. П11. Средние изменения модуля и направления скорости ветра на высоте 50 метров от поверхности между периодами 1980–2000 гг. и 2001–2021 гг. (разность средних значений между этими периодами) для сентября

Fig. A11. Average changes in wind speed modules and directions at a height of 50 meters from the surface between the periods 1980–2000 and 2001–2021 (difference of average values between these periods) for September

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ
GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-278-307>
УДК 551.324.8



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**Внутренняя дренажная система ледника Альдегонда,
Шпицберген, по данным спелеологических исследований***Б.Р. Мавлюдов**ФГБУН Институт географии РАН, Москва, Россия**bulatrm@bk.ru***Резюме**

В 2001–2021 гг. на леднике Альдегонда проводились исследования ледниковых колодцев и пещер спелеологическими методами для выяснения внутренней дренажной сети ледника. Рассмотрены положение в пространстве и строение обследованных полостей. Выявлено, что пещеры на языке ледника формируются по надвигам в толще льда. Поскольку все обследованные колодцы не достигают ложа ледника, высказано предположение, что вода из колодцев движется к языку ледника по надвигам, которые служат плоскостями скольжения. Полученные результаты могут помочь в интерпретации имеющихся геофизических данных для этого ледника.

Ключевые слова: колодцы, ледниковые пещеры, надвиги, плоскости скольжения.

Для цитирования: Мавлюдов Б.Р. Внутренняя дренажная система ледника Альдегонда, Шпицберген, по данным спелеологических исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 278–307. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-278-307>.

Поступила 01.06.2022

После переработки 30.06.2022

Принята 12.07.2022

**Internal drainage system of Aldegondabreen, Spitsbergen,
according to speleological studies***Bulat R. Mavlyudov**Federal State Budgetary Institution of Science Institute of Geography
of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia**bulatrm@bk.ru***Summary**

The systems of internal drainage of glaciers have been studied mainly by indirect methods. In order to reveal the structure of the internal drainage network inside Aldegondabreen, moulins and glacial caves were investigated by speleological methods in 2001–2021, which was accompanied by a semi-instrumental topographic survey in the cavities. This allowed us to see the change in the glacial cavities over time. There are three types of moulins

in Aldegondadreen: active, dead and healed ones. We visited active and dead moulins. The depth of the entrance pits in the moulins varies from 52 to 65 m (moulin group No 1), from 70 to 75 (moulin group No 2) and from 45 to 60 m (moulin group No 3). The depth of moulins is equal to the thickness of the cold ice layer. Using the structure of the moulins, we show that the water from moulin group No 1 flows to the right marginal part of the glacier tongue. The water from moulin groups No 2 and No 3 flows to the left margin part of the glacier tongue, which is confirmed by the mapping of healed moulins locations. We find that the number of active and dead moulins has been decreasing since 2001, while the number of healed moulins has increased. We attribute this to a decrease in the thickness of the temperate ice layer at the base of the glacier due to climate change. Many moulins have narrow meanders at the lower part of the entrance pits, which usually finish by siphons. None of the moulins reaches the glacier bed, their lower parts are usually located in clean transparent ice. The lifetime of the moulins usually does not exceed 6 years. Our study of the caves on the glacier tongue revealed that they can be englacial or subglacial, and they originate along sub-horizontal thrusts located in the ice. We assume that the moulins reach the slip planes along thrusts close to the glacier bed. The water from the moulins flows along these slip planes as a film in early summer and turns into channels in mid- or late summer. The presence of thrusts in the ice depths can explain the development of internal drainage systems in glaciers (regardless of their size), outbursts of glacial lakes, surges and the formation of eskers. Clastic material for eskers formation can penetrate into a cave channel from the contact areas of the thrusts with uplifts on the bed. The results obtained can help in the interpretation of the available geophysical data for this glacier.

Keywords: glacial caves, moulins, sliding plains, thrusts.

For Citation: Mavlyudov B.R. Internal drainage system of Aldegondabreen, Spitsbergen, according to speleological studies. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 278–307. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-278-307>.

Received 01.06.2022

Revised 30.06.2022

Accepted 12.07.2022

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковый карст представлен на ледниках полостями, образовавшимися при захоронении ледяных каньонов поверхностных водотоков в толще льда, ледниковыми колодцами и пещерами. Ледниковый карст широко развит на архипелаге Шпицберген, где к настоящему времени полости описаны на многих ледниках [1–3 и др.]. Все эти полости формируют в толще ледников и под ними внутренние дренажные системы, которые обеспечивают перевод поверхностных вод в толщу льда, а потом вывод их на поверхность на языках ледников [4].

Ледник Альдегонда — небольшой горно-долинный ледник, расположенный на западном берегу залива Грён-фьорд в 7 км на юго-запад от российского поселка Баренцбург на Шпицбергене. Ледник ориентирован примерно на восток и имеет протяженность около 3 км при ширине около 2 км. Язык ледника в настоящее время находится на высотах от 100 до 200 м н. у. м. Практически вся поверхность ледника за исключением высоко расположенных участков в последнее время оказалась в зоне абляции, область аккумуляции исчезла, т. е. ледник в летнее время тает практически со всех сторон, из-за чего его размеры и масса ежегодно сокращаются. О масштабах изменения ледника можно судить по тому, что еще в начале XX в. язык ледника обрывом спускался в море [5, 6], а в настоящее время он отступил от берега более чем на 2 км. Основным проявлением ледникового карста на леднике является развитая внутренняя система дренажа в виде ледниковых пещер на языке ледника и ледниковых колодцев в его средней части.

Исследование ледниковых пещер на языке ледника Альдегонда началось в 1980-х гг. В 1982–1986 гг. разные исследователи посещали ледниковую пещеру

в средней части языка ледника [7]. В эти годы пещера изменялась от внутриледной до подледной и имела от одного до трех этажей при разной протяженности галерей. На леднике также имелись ледниковые колодцы, но их исследование не проводилось. В 1999 г. на леднике была осуществлена георадиолокационная съемка, по результатам которой было доказано двухслойное строение ледника и высказано предположение о наличии внутреннего дренажного канала вдоль правого борта ледника [8]. Наши спелеологические исследования ледниковых пещер и колодцев на леднике Альдегонда с целью понять внутреннюю дренажную систему ледника начались в 2001 г. и продолжались до 2021 г. с некоторыми перерывами [4, 7, 9–11 и др.]. В 2006 г. нами совместно с сотрудниками ААНИИ на леднике Альдегонда был применен метод окрашивания водных потоков, который позволил уточнить направление дренажа и оценить скорость движения воды в ледниковых каналах [12]. Повторные георадиолокационные исследования на леднике были проведены в 2018–2020 гг., они показали изменения внутренней структуры ледника, произошедшие за 20 лет [13]. Интерпретация этих данных совместно с геохимическими исследованиями позволила предложить новую схему внутреннего дренажа ледника [14].

Таким образом, для ледника характерно развитие внутренней дренажной системы, через которую попавшие внутрь ледника воды дренируются за его пределы.

Ледник Альдегонда относится к ледникам политермического типа, что означает, что он состоит из двух слоев: внешнего холодного с отрицательной температурой льда и нижнего теплого с температурой плавления льда [8, 13]. Для конкретного ледника это подразумевает, что по периферии ледника лед приморожен к ложу, а теплый лед сосредоточен только в средней части ледника под слоем холодного льда. Поскольку ледниковый лед обладает собственным движением, то на его поверхности возникают ледниковые трещины, которые могут поглощать талые воды поверхностных водных потоков. Именно по этим трещинам и возникают ледниковые колодцы. С ледниковыми пещерами на языке ледника дело обстоит сложнее, поскольку реальные причины их формирования до настоящего времени не вполне ясны.

Поскольку все проведенные георадарные исследования не опирались на результаты прямых спелеологических наблюдений на леднике [например, 9–11], то основной задачей данного исследования явилось обобщение полученных ранее результатов прямых исследований элементов внутренней дренажной системы на этом леднике спелеологическими методами, что может в дальнейшем помочь в интерпретации геофизических данных.

МЕТОДИКА

Спелеологическими методами исследовались как пещеры на языке ледника, так и колодцы в средней части ледника. Все полости на леднике выявлялись в летнее время по поглощению или извержению водных потоков при маршрутных обследованиях, координаты их входов фиксировались при помощи GPS. Обычно ледниковые колодцы выявлялись попутно при измерении абляционных реек при исследованиях баланса массы, и только в 2003 г. было проведено специальное прочесывание поверхности ледника на предмет выявления всех типов колодцев, которые хорошо идентифицировались в полевых условиях. Ледниковые пещеры на языке ледника подразделялись на полости, из которых вытекала вода, и сухие полости, которые вода покинула некоторое время назад.

В летнее время имелась возможность посещать только ледниковые колодцы, потерявшие водное питание, то есть мертвые. Активные ледниковые колодцы исследовались в конце осени или в начале зимы при отсутствии стекающих в них водных потоков. Часто при отсутствии водных потоков на поверхности ледника во внутренних частях колодцев и пещер в небольшом количестве сохранялась вода, из-за чего в них приходилось работать в гидрокостюмах. Спуск и подъем в ледниковых колодцах производились по веревкам с использованием альпинистского снаряжения. В полостях производились описание, полуинструментальная топографическая съемка, установка и измерение реперов, фотографирование. Реперы в виде деревянных стержней или латунных трубок диаметром 1,5 см устанавливались в нижних частях ледниковых колодцев на противоположных стенах пещерного канала. Первоначально деревянные реперы помещались в отверстия, пробуренные ледобурным крюком на глубину 15 см, но потеря нескольких реперов заставила увеличить глубину установки реперов до 30 см в отверстия, пробуренные коловоротом. Выступление реперов и расстояние между вершинами реперов на разных стенах канала измерялись тесняной рулеткой с точностью ± 1 см с частотой один раз в год. Для фиксирования положения входов в ледниковые колодцы и пещеры использовались GPS Garmin 12 и Garmin GPSmap 60CSx с точностью определения координат и высот ± 10 м. Из-за малой величины скорости движения льда на леднике не определялись. Поскольку посещение ледниковых колодцев и пещер обычно происходило в сентябре, когда вода в колодцах и пещерных ходах в их основании продолжала течь в небольших количествах, температура воды и стен была близка к нулевой и измерялась только в отдельных полостях. Изменение дневной поверхности льда определялось по абляционным рейкам. Объем воды, поступающий в ледниковые колодцы, определялся экспертным способом приблизительно.

Уровни стояния воды в колодцах и галереях, отходящих от их основания, отмечались по уровням примерзших к стенкам зерен снега. В некоторых случаях скопления принесенного водой снега полностью блокировали проход в канале.

Для проведения топоъемки в полостях применялась стандартная методика с использованием рулетки и горного компаса [15]. Данные топоъемки позволили строить планы полостей, а также разрезы ледниковых колодцев и разрез-развертки всей полости с вертикальным сечением через колодец и вдоль протяжения всей пещерной галереи. Высота уступов, показанная цифрами на планах полостей, позволяет соотнести их с разрезами и разрезами-развертками пещерных каналов.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Положение ледниковых колодцев

В настоящее время известно, что ледниковые колодцы могут образоваться двумя способами [4, 16]. Во всех известных случаях ледниковый колодец возникает по какой-то плоскости. В первом случае это ледниковые трещины, которые известны на многих ледниках. При этом начальная глубина колодца соответствует глубине первичной трещины. В дальнейшем глубина колодца будет зависеть от величины поверхностной абляции и интенсивности врезания дна колодца под действием термоэрозии падающего в него водного потока. Во-вторых, колодцы могут образоваться в заброшенных ледяных каньонах, когда водный поток попадает в запечатанный каньон сбоку (со стороны) и обрушивается в него. В этом случае глубина колодца будет соответствовать

глубине каньона и в дальнейшем будет зависеть от величины поверхностной абляции и интенсивности врезания водного потока в русло ледяного каньона. В литературе также имеется мнение, что ледниковые колодцы могут возникнуть при попятной эрозии в мелких колодцах каскада [17], который может сформироваться по наклонной трещине или в районе замыкания трещины. Однако такой способ образования колодца вряд ли возможен, так как выделение тепла при падении воды происходит на всех участках каскада с одинаковой интенсивностью. Скорее всего, этот колодец образовался по трещине, возникшей в верхней части каскада, которая и перехватила поток, а каскад, потеряв воду, отмер. Исследователи не обнаружили этого явления, поскольку между их посещениями полости проходило несколько лет.

Поверхностный поток талых вод встречает на своем пути трещину и начинает падать в нее. Если эта трещина в нижней части не имеет оттока воды, то вода просто заполнит трещину и вытечет в ее самом низком месте. Это многократно наблюдалось на многих ледниках. Предполагается, что одним из механизмов углубления трещин в ледниках является естественный гидроразрыв трещин [18 и др.]. Если трещина имеет возможность дренировать воду и ее пространство заполнено воздухом, то по ней может сформироваться ледниковый колодец. Колодец не формируется одновременно с началом падения воды в трещину. Для этого требуется время в зависимости от условий от недели и более. Как правило, ледниковые колодцы имеют цилиндрическую или слабо

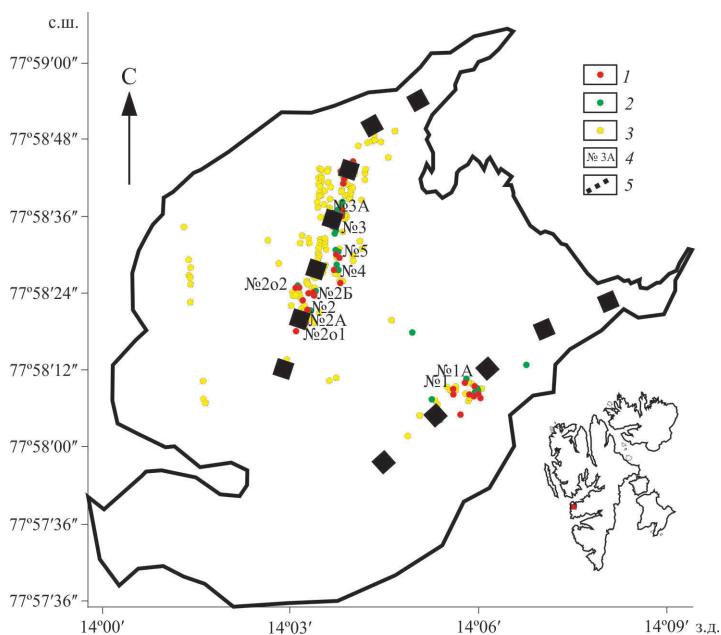


Рис. 1. Положение выявленных колодцев на леднике Альдегонда.

1 — активные колодцы; 2 — мертвые колодцы; 3 — залеченные колодцы; 4 — номера исследованных колодцев; 5 — предполагаемые каналы внутреннего дренажа. Контуры языка ледника даны по съемке летом 2021 г. На врезке показано положение ледника Альдегонда на архипелаге Шпицберген

Fig. 1. Position of moulins identified on Aldegondabreen.

1 — active; 2 — dead; 3 — healed; 4 — numbers of moulins investigated; 5 — anticipated internal drainage channels. The outlines of the glacier tongue are given according to the survey in the summer of 2021. The inset shows the position of Aldegondabreen on Spitsbergen Archipelago

Таблица 1

Table 1

Данные о выявленных и обследованных колодах ледника Альдегонда

Data on the moulins identified and surveyed on Aldegondabreen

Год	Активные колоды						Мертвые колоды						Заросшие колоды	
	Выявлено	Обследовано			Выявлено	Обследовано								
		Номер	Дата	Координаты		Номер	Дата	Координаты						
				Широта, [°]	Долгота, [°]	Высота, м н. у. м.				Широта, [°]	Долгота, [°]	Высота, м н. у. м.		
2001	—	—	—	—	—	—	№ 3	15.08	77,97663	14,06261	—	262	—	
2002	28	№ 1	08.09	77,96922	14,09378	264	2-0-1	28.08	77,97344	14,05619	—	284	—	
2003	31 (14,6%)	№ 1	13.09	77,96922	14,09378	264	2-0-2	10.09	77,97722	14,06381	156 (78,8%)	269	—	
		№ 2	14.09	77,97652	14,06083	280	№ А	25.08	77,97503	14,06269		276		
		№ 3	14.09	77,97646	14,06103	263	№ Б	25.08	77,97639	14,06136		274		
		№ 1	10.09	77,96922	14,09378	260	—	—	—	—				
2004	11	№ 2Б	15.09	77,97342	14,05633	265	№ 3	11.09	77,97646	14,06103	36	263	—	
		№ 3А	11.09	77,97646	14,06103	263	№ 4	14.09	77,97436	14,06178	265			
		№ 5	13.09	77,97500	14,06267	265	—	—	—	—				
		№ 2А	15.09	77,97211	14,05331	265	—	—	—	—				
		№ 2	17.09	77,97417	14,05706	265	—	—	—	—				
2006	6	№ 1	05.09	77,96922	14,09378	252	11	14.09	77,97417	14,05706	14	265	—	
		№ 5	16.09	77,97500	14,06267	267	№ 3	14.09	77,97646	14,06103	263			
		№ 3А	14.09	77,97646	14,06103	261	—	—	—	—				
		№ 1	26.08	77,96922	14,09378	250	—	—	—	—				
		№ 1	13.09	77,96922	14,09378	248	—	—	—	—				
2007	3	№ 1	27.08	77,96922	14,09378	246	3	—	—	—	—	3	—	
		№ 1	13.09	77,96922	14,09378	244	9	—	—	—	—	2		
		№ 1	13.09	77,96922	14,09378	244	6	№ 1	13.09	77,96922	14,09378	—		—
		№ 3Б	12.09	77,97833	14,06429	254	—	—	—	—	—			
2013	2	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	
2014	2	№ 1А	26.09	77,96963	14,09715	237	—	—	—	—	—	—	1	
		№ 2	25.09	77,97383	14,05618	258	—	—	—	—	—	—	—	
2016	1	—	—	—	—	—	2	07.09	77,96963	14,09715	—	234	—	
2017	7	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	2	
2019	2	—	—	—	—	—	2	—	77,97383	14,05618	—	254	5	
2021	2	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	3	

коническую форму с расширением книзу. Такая форма колодца связана с тем, что на глубине 15–20 м от поверхности после свободного падения водная струя начинает разбрызгиваться, создавая облако крупных капель [19]. Именно падение этих капель в зоне разбрызгивания и попадание их на стены формируют цилиндрическую форму во льду из-за нагревания воды при падении потока и переходе его потенциальной энергии в кинетическую. Колодцы могут формироваться только выше уровня стояния воды во льду.

Посещение колодцев на леднике Альдегонда началось с 2001 г. Среди ледниковых колодцев были выделены три основных типа: активные, т. е. поглощающие потоки талых вод, мертвые, т. е. потерявшие питание водными потоками, и заросшие (залеченные), или «раскристаллизованные», — умершие колодцы, которые были заполнены водой, со временем замерзшей, в рельефе поверхности ледника они не выделяются. «Раскристаллизованные», или заросшие, колодцы по структуре сильно отличались от окружающего ледникового льда, поскольку имели радиально-лучистую структуру расположения ледяных кристаллов, длина которых достигала половины диаметра колодца. Положение разных типов ледниковых колодцев показано на рис. 1.

Данные о ледниковых колодцах, которые были выявлены и посещались в разные годы на леднике, приведены в табл. 1.

При выявлении всех колодцев в 2003 г. было обнаружено наибольшее количество активных, мертвых и заросших колодцев на леднике (см. рис. 1). Оказалось, что количество открытых колодцев (активных и мертвых) составляет 21 % от общего числа выявленных колодцев. Колодцы на леднике обычно при потере питания талыми водами эволюционируют от активных до мертвых и далее до заросших. Со временем активных и мертвых колодцев становилось все меньше, они переходили в разряд заросших. В 2021 г. активными остались только колодцы в средней части ледника и у его правого борта.

Как видим, количество обследованных колодцев уменьшилось в последние годы, что было связано в основном с тем, что морозная погода не наступала во время посещения Шпицбергена, которое обычно проходило в сентябре. В 2021 г. посещение колодцев не состоялось из-за резкого потепления с дождями во второй половине сентября, когда температура воздуха поднималась до 7 °С, а талая вода вернулась в колодцы.

Строение ледниковых колодцев

Всего на леднике Альдегонда было обследовано три группы колодцев. Количество колодцев в группах было различным. В первой группе было обследовано в разное время 2 колодца, во второй группе — 8 колодцев, в третьей группе — 3 колодца.

Группа колодца № 1. Колодец № 1. Колодец расположен у правого борта ледника (координаты: широта — долгота — высота: 77,96922° — 14,09378° — 264 м н. у. м.). Его посещение проходило ежегодно с 2002 по 2010 г. В большинстве случаев в нем проводилась топосъемка, результаты которой приведены на рис. 2. После вынужденного перерыва исследований в 2011–2012 гг. посещение ледника в 2013 г. показало, что колодец за время нашего отсутствия прекратил свое существование: был полностью заполнен водой и начал зарастать кристаллами льда. С этого года он больше ни разу не вскрылся. В 2014 г. мы обследовали соседний вновь возникший колодец № 1А (рис. 3–I), расположенный примерно в 70 м к востоку от колодца № 1.

Анализ рис. 2 показывает, что на протяжении 8 лет, с 2002 по 2009 г. колодец имел примерно одинаковую глубину около 52–55 м, хотя сам цилиндрический ствол

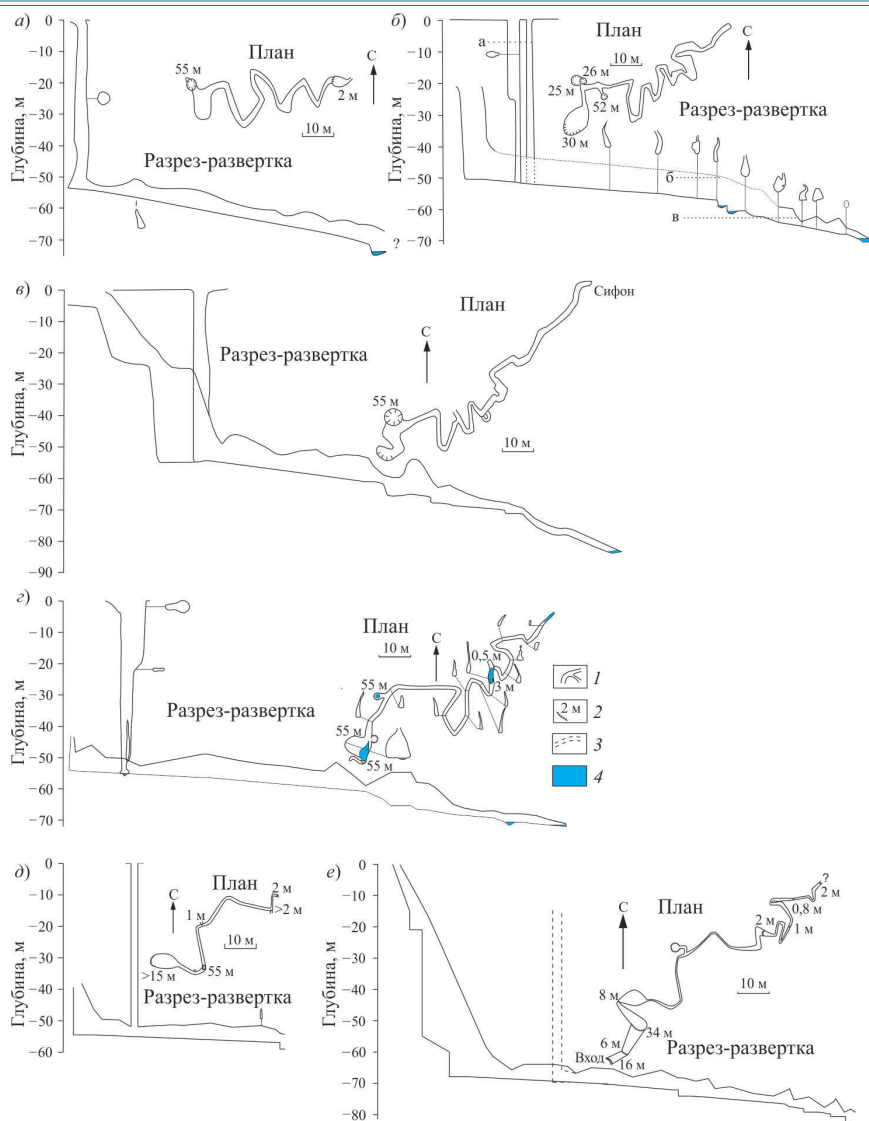


Рис. 2. Результаты топосъемок колодца № 1 на леднике Альдегонда в разные годы.

а) — 2002 г, б) — 2003 г, в) — 2004 г, г) — 2006 г, д) — 2009 г, е) — 2010 г. 1 — пещерные каналы, 2 — обрывы и их высота, 3 — примерное положение канала, 4 — вода. На рисунке б — а, б, в — уровни стояния воды

Fig. 2. Topographical survey results of moulin No 1 on Aldegondabreen in different years.

а) — 2002, б) — 2003, в) — 2004, г) — 2006, д) — 2009, е) — 2010. 1 — cave channels, 2 — cliffs and their height, 3 — approximate position of channel, 4 — water. In figure б — а, б, в — levels of standing water

входного колодца диаметром 2–3 м, по которому проникали в нижний меандр, в разные годы располагался в разных местах в пределах координат колодца № 1. Это означает, что скорость врезания потока в меандре на дне колодца (варьировала от 1,5 до 3 м/год) примерно соответствовала понижению поверхности ледника у входа

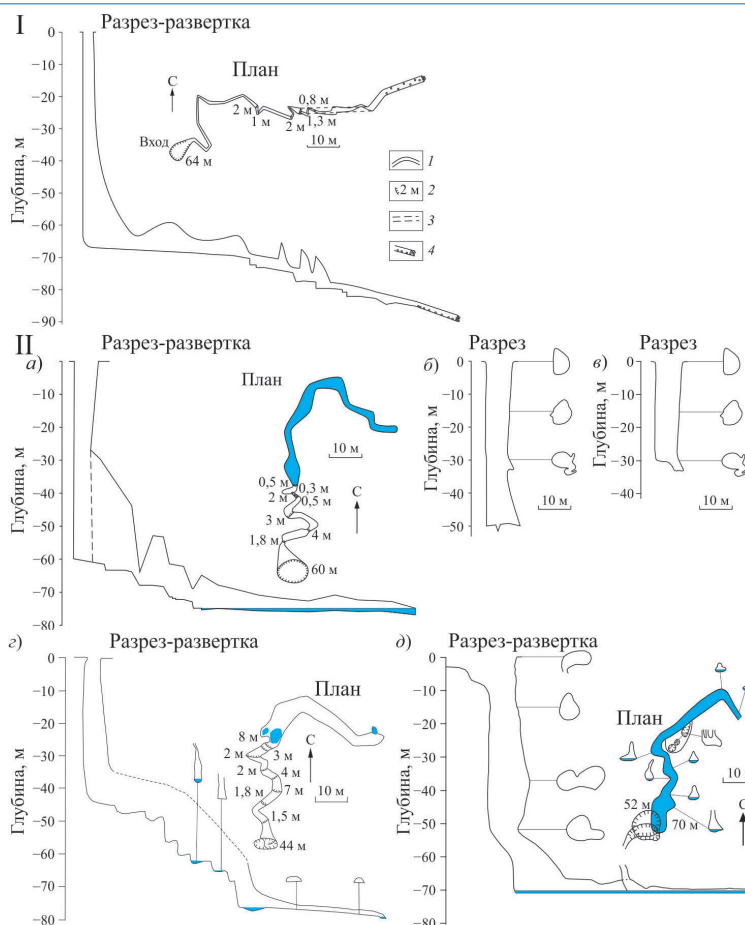


Рис. 3. Результаты топосъемки в колодце № 1А в 2014 г. (I) и группе колодцев № 3 в разные годы (II): а) — № 3 в 2003 г., б) — № 3 в 2004 г., в) — № 3 в 2006 г., г) — № 3А в 2004 г., д) — № 3А в 2006 г.

Для I: 1 — пещерные каналы, 2 — обрывы и их высота, 3 — каналы верхнего этажа, 4 — цементированные снежные зерна на стенах и в блокаде канала. Для II: 1 — пещерные каналы, 2 — обрывы и их высота, 3 — поперечные сечения колодцев и каналов, 4 — вода

Fig. 3. Topographic survey results in moulin № 1A in 2014 (I) and moulin group No. 3 in different years (II): а) — No 3 in 2003, б) — No 3 in 2004, в) — No 3 in 2006, г) — No 3A in 2004, д) — No 3A in 2006.

For I: 1 — cave channels, 2 — cliffs and their height, 3 — channels of the upper floor, 4 — cemented snow grains on the walls and in the blockade of the channel. For II: 1 — cave channels, 2 — cliffs and their height, 3 — cross-sections of pits and channels, 4 — water

в колодец, которая изменялась от 1 до 1,8 м/год. В 2010 г. попасть в колодец через прежние входы не удалось, так как они оказались заполненными снегом. Спуск происходил через другой вход, который находился выше по склону в долине поверхностного меандра, втекающего в колодец. В этом случае входной колодец с уступом до внутреннего меандра имел общую глубину около 65 м. Похожую глубину имел и колодец № 1А, который возник после отмирания колодца № 1.

Во всех случаях меандр, начинающийся от основания колодца № 1, имел уклон русла около 3–5° и ширину от 0,6 до 1 м. Через примерно 100 м по меандру он превращался в округлую трубу диаметром около 1,5–2 м с уклоном около 20°, который в конечной точке был заполнен водой, образующей сифон. Если посмотреть на план меандра в нижней части колодца, то можно видеть, что он изменялся во времени. Постепенно меандр прирастал в юго-западном направлении в верховьях меандра за счет попятной эрозии стенки колодца, по которой вода водопадом обрушивалась вниз. За 8 лет прирост длины полости составил около 50 м, что соответствует средней скорости попятной эрозии колодца около 6 м/год. Наибольшей глубины в нижнем конце меандра в колодце № 1 удалось достичь осенью 2004 г., когда общая глубина системы каналов превысила 80 м. В предыдущие и последующие годы до этой части канала добираться не удавалось, так как она все время была заполнена водой гораздо выше этой точки примерно на 10 м или более.

Несколько видоизменялись во времени и сами меандры. Происходило не только медленное перемещение меандров в северо-восточном направлении, но и прободение наиболее изогнутых и сближенных петель меандра и спрямление русла. Отшнурованная и покинутая потоком часть меандра переставала врезаться в лед, оставалась в стороне и постепенно закрывалась пластической деформацией льда.

Мы ставили вешки в канале меандра, чтобы определить скорость врезания потока в лед на дне меандра, а также оценить скорость пластической деформации, сжимающей каналы. По нашим измерениям смыкание канала в 2007–2009 гг. составило 0,3–0,36 м/год, а в 2010 г. — 0,69 м/год. К сожалению, измерить изменения по рейкам, установленным на дне колодца в 2010 г., из-за его отмирания не удалось. Считая скорость понижения поверхности ледника около 1,5 м/год, можно предположить, что если скорость таяния льда в этой точке на леднике в будущем не изменится, то полуметровые латунные трубки, установленные на дне колодца, окажутся на поверхности ледника через 35–40 лет.

Многочисленные уровни на стенах канала и входного колодца из примерзших к стенам зерен фирнизированного снега свидетельствовали о том, что в весеннее время в полость вместе с талой водой попадает снег в виде отдельных зерен, переносимых потоками талых вод, или в виде водоснежных потоков, а также о том, что в полости в течение продолжительного периода стояла вода. В весеннее время полость почти полностью заполнена водой, то есть в нижней части она имеет малую пропускную способность для воды, вероятно, из-за сжатия каналов пластической деформацией в зимнее время. Потом в течение сезона абляции каналы постепенно расширяются термоэрозией, и уровень стояния воды в полостях падает.

Вертикальные щелевые каналы меандра имели высоту до 5 м, а выше выклинивались. Всегда в месте выклинивания канала вверх была видна полоса белого льда шириной 10–15 см, отмечавшая положение прежнего канала, который до полного сжатия был заполнен снежной шугой. Именно сильная пористость снежной шуги приводила после сжатия силами пластической деформации к формированию белой полосы в своде канала.

Колодец № 1А (координаты: 77,96963° — 14,09715° — 237 м н. у. м.). Этот колодец практически идентичен колодцу № 1, он повторяет его морфологию (см. рис. 3–I). Отличие состоит в том, что он сформировался незадолго до его посещения в 2014 г. (в период между 2010 и 2013 гг.). Поэтому каналы меандра были

еще преимущественно узкими (0,5–0,6 м) за исключением участка, начинающегося с глубины около 80 м от поверхности, когда канал становился трубообразным шириной около 2 м. Глубина колодца с меандром достигала 90 м. Последние 15 м стен канала были покрыты остатками шуги, являвшейся следами заполнения канала водой. И заканчивалось эта часть канала не сифоном, а скоплениями смерзшейся снежной шуги, полностью блокировавшей все сечение канала. Мы не наблюдали нигде прямой связи этого нового колодца с колодцем № 1. Но не исключено, что соединением мог быть нижний участок в глубокой части колодца № 1, который был заполнен водой. Это предположение имеет основание, поскольку канал в меандре колодца № 1А резко увеличился в размерах после небольшого уступа в таком месте, где свод канала резко поднимался.

Группа колодцев № 2. Группа этих колодцев расположена в центральной части ледника. Первые два колодца, которые посещались еще в 2002 г., были мертвыми. *Первый колодец* (№ 2–0–1), полуактивный, т. е. частично потерявший водное питание, имел входной ствол глубиной 54 м, координаты: 77,97344° — 14,05619° — 284 м н. у. м. Его начальный диаметр около 2,5 м книзу расширился до 5–6 м и далее переходил во врезанную в пол щель шириной 0,5–1 м, которая уступами разной высоты (3, 6 и 8 м) понижалась в юго-восточном направлении (рис. 4). Между уступами щель имела почти горизонтальный пол (за исключением водобойной ямы). Дальше щель становилась более низкой и продолжалась в том же направлении. Общая глубина пройденной части составила 70 м.

Второй колодец (№ 2–0–2) был мертвым (координаты: 77,97722° — 14,06381° — 269 м н. у. м.), не поглощал воду и начинал постепенно заполняться снегом и льдом. Шахта представляла собой комбинацию из двух колодцев, которые были разделены ледяной перегородкой шириной около 2 м, и на глубине около 40 м от поверхности колодцы сливались в одну полость (см. рис. 3). Общая глубина шахты составляла 58 м, продвижение вниз было блокировано ледяным глыбовым завалом. Один из колодцев практически вертикально доходил до дна (его диаметр 2–2,5 м), а второй имел глубину 22 м, после чего через серию наклонных галерей и небольшого колодца глубиной 11 м соединялся с первым колодцем. Снежная пробка на дне второго колодца вскоре перекрыла наклонные галереи, и колодец отделился от соседа полностью. На стенах наклонных галерей были обнаружены пластинчатые внутриводные кристаллы льда до 10 см в поперечнике (при толщине 1–1,5 мм). Вероятно, весной колодец полностью заливался водой. Колодец не получал питания водными потоками с поверхности, поэтому заберегов из снежных кристаллов на его стенах отмечено не было.

Колодец № 2 располагался в центральной части ледника (координаты: 77,97652° — 14,06083° — 280 м н. у. м.), дренировал его юго-западную часть и имел входной ствол глубиной около 75 м. Это был не один колодец, а группа колодцев, образующихся примерно в одном месте в разное время. После возникновения нового колодца старый колодец отмирал и начинал заполняться снегом и льдом или водой. За указанный период мы посетили две генерации колодца № 2. То есть время жизни каждой генерации колодца после отмирания составляла около 6–8 лет.

Несмотря на то, что положение колодца изменялось, он дренировал примерно одну и ту же область ледника (площадь водосбора колодца около 1,7 км² при питании одной рекой и около 2 км² при питании двумя реками). Колодец поглощал самую крупную реку, протекающую по поверхности ледника (до 500 л/с), и имел

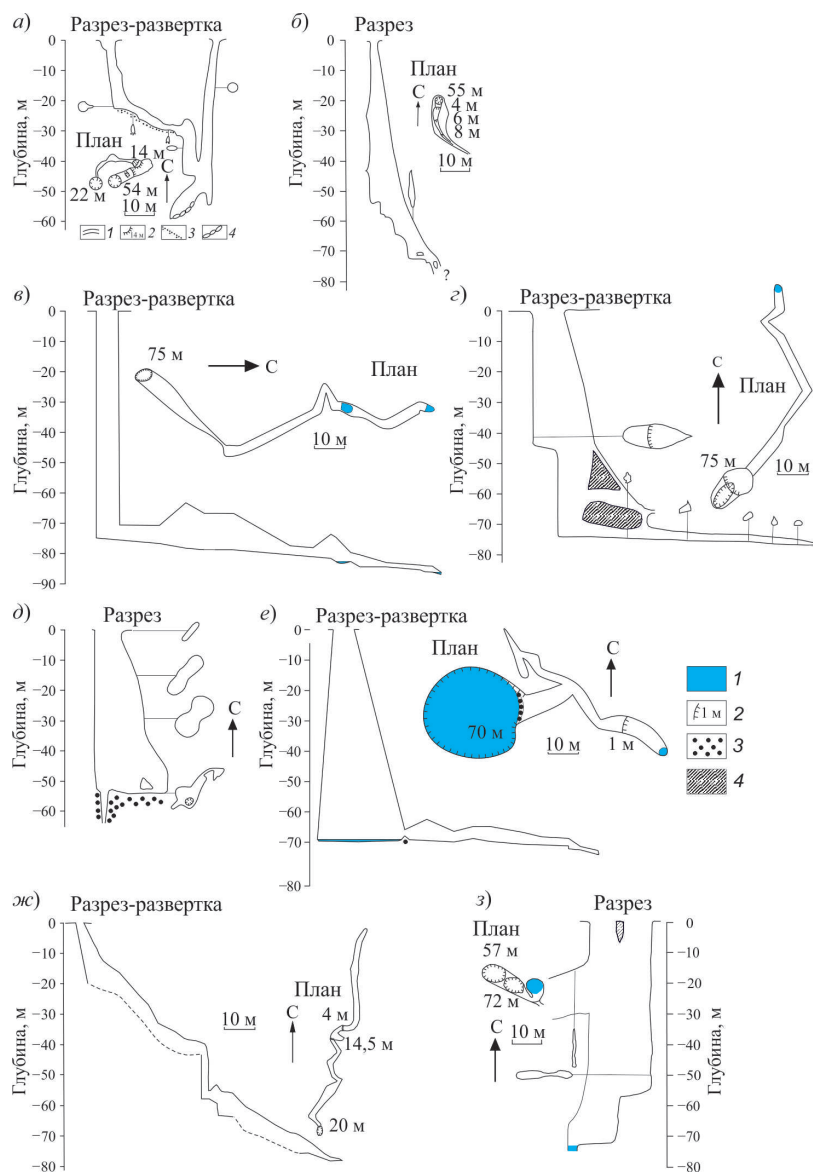


Рис. 4. Группа ледниковых колодцев № 2: а) — № 2-0-2 в 2002 г., б) — № 2-0-1 в 2002 г., в) — № 2 в 2003 г., г) — № 2 в 2004 г., д) — № 2 в 2006 г., е) — № 2 в 2014 г., ж) — № 2А в 2004 г., з) — № 2Б в 2004 г.

1 — вода, 2 — обрывы и их высота, 3 — снег и фирн, 4 — лед (на разрезах)

Fig. 4. Group of moulin No 2: а) — No 2-0-2 in 2002, б) — No 2-0-1 in 2002, в) — No 2 in 2003, г) — No 2 in 2004, д) — No 2 in 2006, е) — No 2 in 2014, ж) — No 2A in 2004, з) — No 2B in 2004.

1 — water, 2 — cliffs and their height, 3 — snow and firn, 4 — ice (on cross sections)

самый крупный входной колодец и каналы с его дна. Размеры колодца особенно возросли, когда он стал поглощать не одну, а две поверхностных реки, т. е. когда вода из «озера» (небольшая котловина на поверхности льда в верховьях ледника, в которой в весеннее время стоит вода и из которой вытекает поверхностный водоток), которая ранее поглощалась колодцем № 3, в 2006 г. стала поглощаться колодцем № 2. При исследовании колодца в 2014 г. глубина его ствола составляла 70 м, а диаметр основания колодца, на котором стояло неглубокое озеро, превышал 30 м. Во всех исследованных случаях канал, отходящий от дна колодца, не выходил на ложе ледника, а оставался внутриледным. При этом канал в основании колодца проникал в слой прозрачного льда, который характерен для основания многих ледников Шпицбергена. Иными словами, от основания колодца канал шел во льду неподалеку от ложа ледника.

В первом *колодце* № 2 в 2003 г. после ствола 75 м глубиной начиналась слабо наклонная галерея, достигшая сифона через 113 м (см. рис. 3). В 2004 г. длина субгоризонтальной части полости сократилась до 85 м, так как была залита водой. Если в 2003 г. входной колодец был сплошной трубой, то в 2004 г. примерно в его середине появился уступ. В 2004 г. колодец потерял водное питание и стал заполняться снегом. В 2006 г. глубина входного колодца сократилась до 54 м, а вся нижняя часть полости оказалась недоступной. За 2 года канал шириной 2 м был полностью сжат пластической деформацией, что соответствует скорости деформации около 1 м/год.

Второй *колодец* № 2 возник около 2006 г. на слиянии двух поверхностных рек (координаты: 77,97417° — 14,05706° — 265 м н. у. м.) и просуществовал примерно до 2014 г., когда одна из рек ушла в сторону от колодца и потекла к языку ледника. В 2014 г. этот колодец имел самые большие размеры при глубине около 70 м. В 2019 г. в нем на глубине 30 м от поверхности стояло озеро (топосъемка в колодце не проводилась), а неподалеку (в 20 м к югу) находился активный колодец с втекающей в него рекой. В 2021 г. колодец оказался полностью запечатанным снегом.

В 2004 г. вода, обычно текущая в колодец № 2, в течение летнего сезона мигрировала и временно (в течение месяца) поглощалась другим колодцем № 2А (см. рис. 4), координаты: 77,97211° — 14,05331° — 265 м н. у. м. Эта полость оказалась необычной тем, что у нее не было глубокого входного колодца, а с глубины 20 м начинался каскад мелких и средних колодцев, который доходил до глубины 75 м. Возможно, в этом случае мигрировавший по поверхности ледника водный поток вскрыл один из мертвых или заросших колодцев и подновил его.

Колодец № 2Б (координаты: 77,97342° — 14,05633° — 265 м н. у. м.), который также временно перехватывал летом 2004 г. поток, обычно текущий в колодец № 2, был полной противоположностью колодцу № 2А и представлял собой один ствол глубиной 72 м, на дне которого стояло круглое озеро диаметром около 4 м (см. рис. 4). В средней части колодца в стене находился вход в щелевой меандр. Если до поглощения потока колодец имел вдвое меньшую глубину и продолжался меандром, то поглощенный поток нашел новую трещину и углубил колодец, а меандр остался в стороне и отмер.

Колодец № 4 (координаты: 77,97436° — 14,06178° — 265 м н. у. м.) по соседству с колодцем № 2, который в 2004 г. начинался наклонным колодцем глубиной 36 м, переходил в каскад мелких колодцев (глубина от 3,5 до 8,5 м), уходящий на глубину более 70 м, где после небольшой субгоризонтальной части заканчивался сифоном (рис. 5).

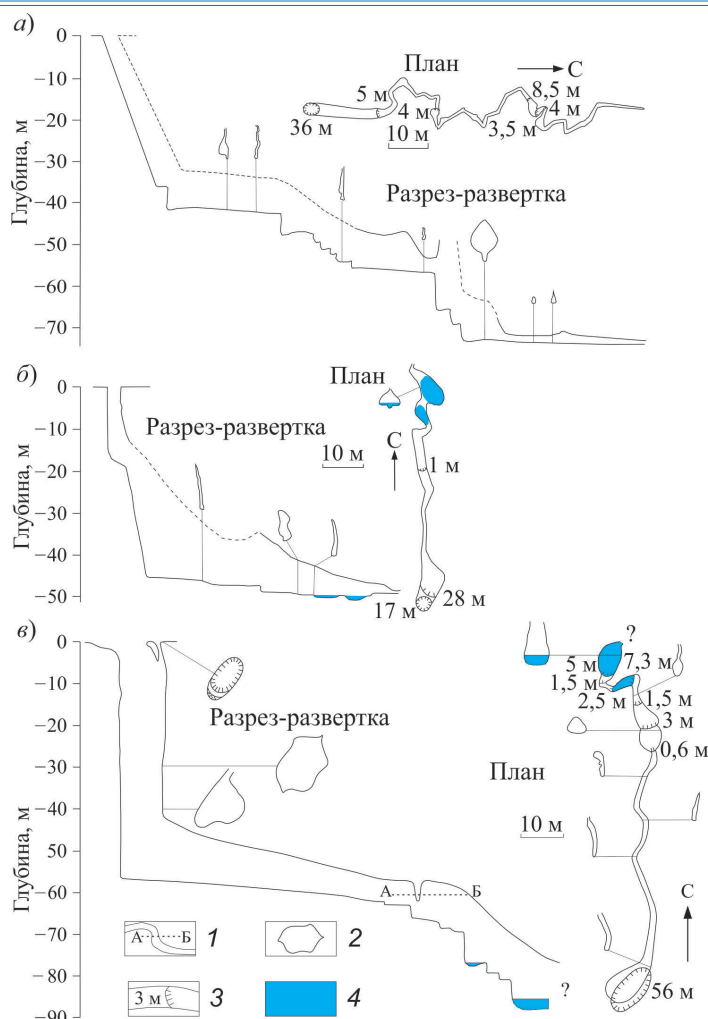


Рис. 5. Группа ледниковых колодцев № 2 (продолжение): а) — № 4 в 2004 г., б) — № 5 в 2004 г., в) — № 5 в 2006 г.

1 — уровень стояния окрашенной воды в канале, 2 — поперечные сечения колодцев и каналов, 3 — обрывы и их высота, 4 — вода

Fig. 4. Group of moulins № 2 (continued): а) — No 4 in 2004, б) — No 5 in 2004, в) — No 5 in 2006. 1 — level of colored water in the channel, 2 — cross-sections of moulins and channels, 3 — cliffs and their height, 4 — water

Колодец № 5 (координаты: 77,97500° — 14,06267° — 265 м н. у. м.) в 2004 г. на глубине 45 м от поверхности переходил в субгоризонтальную часть, заканчивающуюся непроходимым сужением (см. рис. 5). Посещение этого колодца в 2006 г. показало исчезновение уступа в колодце, углубление его до 57 м и углубление всей полости, так как после субгоризонтальной части начинался каскад мелких колодцев (глубина от 1 до 7 м), который на глубине 85 м приводил к сифонному озеру (см. рис. 5). Этот колодец за 2 года углубился примерно по той же трещине, где старый канал был виден как второй этаж в стене колодца. Колодец был интересен

еще и тем, что в 2006 г. в него в июле бросали родамин для определения скорости внутреннего потока воды в леднике. Посещение колодца в сентябре показало, что во время эксперимента по окрашиванию впадающего в колодец потока в нем стояло озеро с уровнем на глубине около 60 м от поверхности — это было видно по следу краски на стене. Видимо, наличие таких затопленных участков полостей способно привести к занижению результатов скорости движения внутриледных водных потоков в ледниках.

Группа колодцев № 3. В эту группу входят 3 обследованных колодца (рис. 3—II). Первый исследованный в 2001 г. колодец был мертвым, в него поступала только вода из коры таяния. Колодец диаметром около 5 м имел глубину 45 м. Этот мертвый колодец уже начал заполняться снегом, хотя след от отходящего со дна меандра еще сохранился. В 2002 г. глубина колодца уже не превышала 32 м, а на дне лежала снежная пробка. В дальнейшем глубина колодца ежегодно уменьшалась, пока он через несколько лет не перешел в разряд заросших (залеченных) колодцев.

Колодец № 3 (координаты: 77,97646° — 14,06103° — 263 м н. у. м.). Колодец был исследован в 2003 г. и дренировал северо-западную часть в верховьях ледника. Расход водотока, впадающего в колодец, летом составлял около 500 л/с. Входной колодец имел глубину около 60 м (см. рис. 3—II). Со дна колодца начинался каскад с водобойными ямами, приводивший к почти горизонтальной галерее, пол которой был полностью залит водой. Извилистое озеро шириной до 4 м и глубиной до 1,2 м и более тянулось на протяжении 65 м и упиралось в сифон. В 2004 г. колодец потерял основное питание и стал залечиваться. Глубина входного колодца составила 50 м, дно оказалось завалено снегом и льдом. Небольшая струя воды, падавшая в колодец, пробилась в снегу яму диаметром 1,5 м и глубиной 2 м. Вся нижняя часть меандра сомкнулась пластической деформацией. В 2006 г. глубина колодца составляла 30 м, в 2009 г. колодец был заполнен водой, а в 2010 г. глубина колодца до снега составляла 12,5 м. В 2013 г. это уже был заросший колодец. Для перехода от активного колодца до заросшего потребовалось 8 лет.

Колодец № 3А. Колодец перехватил сток у колодца № 3 и в 2004 г. стал дренировать северо-западную часть в верховьях ледника. Расход водотока, впадающего в колодец, летом составлял около 200 л/с. Входной колодец имел глубину около 40 м (см. рис. 3—II). Со дна колодца начинался каскад с водобойными ямами, приводивший к почти горизонтальной галерее, пол которой был полностью залит водой. Извилистое озеро шириной до 4 м и глубиной до 1,2 м и более тянулось на протяжении 40 м и упиралось в сифон. Вход в колодец № 3А располагался в 8 м к северу от входа в колодец № 3, и потому он вскрыл нижнюю обводненную часть колодца № 3. Место прихода колодца № 3 было видно по восходящим колодцам. В колодце № 3А протяженность обводненной части сократилась по сравнению с колодцем № 3. В 2010 г. входной колодец глубиной около 35 м переходил в круто наклонный ход длиной 12,5 м, что соответствовало вертикальному превышению в 10,4 м, и далее в вертикальный колодец глубиной 4,5 м, заканчивающийся озером диаметром около 3 м. Общая глубина колодца составляла 50 м. Колодец был мертвым, в него попадала вода только из коры таяния льда. В дальнейшем колодец был залит водой и начал зарастать.

Колодец № 3Б (координаты: 77,97833° — 14,06429° — 254 м н. у. м.). Неподалеку от колодца № 3 выше по течению ручья в 2010 г. возник небольшой новый

колодец. Входной колодец глубиной 45 м приводил на дно, засыпанное фирнизированным снегом, с двумя водобойными ямами и интенсивной капелью. Ширина колодца на дне составила 1 м, протяженность площадки около 4 м. Со дна колодца примерно на восток шел меандрирующий канал шириной 0,3–0,4 м и высотой до 15 м. В результате искусственного расширения канала удалось преодолеть три петли меандра, т. е. около 20 м канала с общим перепадом высоты около 2 м. Далее из-за узости канала (около 20 см) пройти не удалось. Стены канала были сложены чистым крупнозернистым льдом (кристаллы от 2 до 10 см в поперечнике) без воздушных пузырьков. Во льду изобиловали мелкие включения глины (до 1 мм в поперечнике). В 2013 г. колодец перешел в разряд заросших (залеченных).

Во всех трех группах колодцев наблюдается похожая картина: на каждый конкретный момент имелась череда колодцев от заросших через отмершие к активным. Каждый активный колодец рано или поздно терял водное питание, отмирал, начинал заполняться снегом и льдом или водой, переходя в разряд заросших (залеченных). Для группы колодцев № 3 характерен последовательный переход от заросших колодцев к активным снизу вверх по леднику. Поскольку колодцы возникают по трещинам, это означает последовательное возникновение трещин и мест поглощения воды в одних и тех же местах при смещении льда вниз по леднику. Сложнее ситуация проявляется в группе колодцев № 2, где на последовательный ряд отступания колодцев накладываются местные возмущения, когда блуждающий поток может восстановить целый ряд отмерших и заросших колодцев, расположенных вокруг. В группе колодцев № 1 новый колодец возник ниже отмершего, что может говорить об изменении структуры трещиноватости льда в этой части ледника.

Для каждой группы было характерно общее направление развития сети каналов от основания входного колодца. Для группы № 1 это восток–северо-восток, т. е. по направлению движения льда, а для групп колодцев № 2 и № 3 это север и северо-северо-восток. Также для каждой группы была типична глубина входного колодца. Для группы колодцев № 1 это 55–65 м, для группы колодцев № 2 — 70–75 м, для группы колодцев № 3 — 45–60 м. Близкая глубина входных колодцев во всех группах, скорее всего, говорит о примерно одинаковой толщине слоя холодного льда по всему леднику.

Ледниковые пещеры

Пещеры формируются на языке ледника и могут быть как внутриледными, так и подледными. Поскольку, согласно нашим полевым наблюдениям, язык ледника приморожен к ложу, то было не совсем понятно, как вода из теплого ядра ледника может выходить на язык ледника. Внутриледные каналы могут возникать только по трещинам, поскольку лед в массиве ледника является водонепроницаемой породой [20–22], несмотря на то что на небольших образцах льда в лабораторных условиях получена проницаемость льда через межзерновые каналы [23]. Дренаж происходил через субгоризонтальные трещины, генезис которых мы обсудим позже. Врезание воды в нижнюю плоскость такой трещины приводило к формированию внутриледного пещерного канала, который при понижении базиса эрозии в дальнейшем мог превратиться в подледный.

Обследование языка ледника в августе–сентябре 2001–2021 гг. показало наличие ледниковых пещер. Самая значительная пещера, из которой летом вытекал

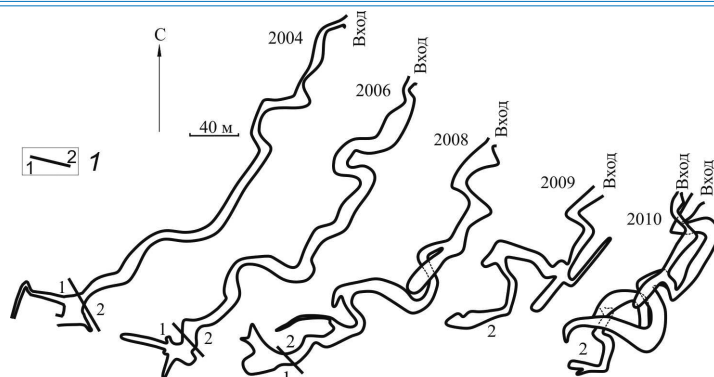


Рис. 6. Изменение пещеры на северной части языка ледника Альдегонда.

1 — подледная часть пещеры, 2 — внутриледная часть пещеры [7]

Fig. 6. Changing of the cave in the northern part of the Aldegondabreen tongue.

1 — subglacial part of the cave, 2 — englacial part of the cave [7]

поток 1000–1500 л/с, располагалась у левого борта ледника. В разные годы протяженность доступных галерей пещеры сильно варьировала. Разная протяженность галерей пещер была связана с двумя противоборствующими факторами: с отступанием края льда, сокращавшим протяженность пещер, и с прорастанием галерей пещер вверх по леднику или развитием в них меандров, увеличивающих протяженность каналов. Если в 2001 г. пещера была длиной всего 20 м, то уже на следующий год доступны были около 100 м галерей, несмотря на то что обследованный участок пещеры предыдущего года превратился в открытый водный поток. Но из-за быстрого отступления края льда эта полость была полностью уничтожена. В 2003 г. нам удалось проникнуть в субгоризонтальную щель вновь возникшей полости примерно на 250 м [11]. Максимальная протяженность галерей почти прямого неветвящегося врезанного в лед канала была характерна для пещеры в 2004 г. В последующие годы протяженность пещеры между крайними точками стала уменьшаться, хотя суммарная длина доступных галерей была еще велика (рис. 6). В 2011–2012 гг. произошло значительное сокращение протяженности пещерных галерей, и в 2013–2016 гг. были доступны лишь отдельные небольшие фрагменты ранее существовавшей полости. До 2019 г. полость была недоступна, но в 2019 г. ее новые фрагменты вскрывались в нескольких окнах выше по склону языка ледника. Однако теплая погода и обилие воды не позволили тогда обследовать эти участки полости. К 2021 г. край льда на языке ледника сильно отступил, в результате вскрылась новая пещера протяженностью более 70 м в виде горизонтальной щели во льду.

Следует добавить, что в разные годы пещера могла быть расположена только во льду (внутриледная полость) или подо льдом (подледная полость). Но были случаи, когда часть полости была внутриледной, а другая часть — подледной (табл. 2, см. рис. 6). Изменение формы полости происходило при понижении базиса эрозии перед ее входом, что было связано с размывом моренных и русловых отложений и льда под ними. Положение полости внутри льда способствовало тому, что при быстром понижении базиса эрозии у ее входа происходило врезание канала в лед так, что канал приобретал каньонобразную форму. При медленном понижении базиса эрозии

или при отсутствии понижения канал начинал меандрировать, его ширина увеличивалась. На некотором этапе происходило подрезание петли меандра, что вело к оседанию блоков льда и блокированию пещерных галерей. В дальнейшем такая блокада галерей могла получить обход или становилась непреодолимой преградой для посещения полости.

Таблица 2

Изменение размеров пещер на языке ледника Альдегонда в разные годы [7]

Table 2

Changing of caves dimensions on the Aldegondabreen tongue in different years [7]

Год	Положение пещеры на языке ледника	Координаты входа			Протяженность ходов, м	Ширина, м	Высота, м	Этажность полости	Расположение полости
		Широта, [°]	Долгота, [°]	Высота, м н. у. м.					
1982	середина*	77,98503	14,16322	40	—	—	3–3,5	трехэтажная	внутриледное
1983	середина	—	—	—	300	15	0,6–3,5	одноэтажная	—
1984	середина	—	—	—	120	5–12	2–4,5	одноэтажный меандр	подледное
1985	середина	—	—	—	—	—	—	—	подледное
1986	середина	—	—	—	500	—	—	—	внутриледное и подледное
2001	середина	77,98017	14,14317	60	50	10–12	0,2–1,2	одноэтажная	подледное
2001	слева	77,98544	14,12001	114	20	3–5	1,5	одноэтажная	подледное
2002	середина	77,98019	14,14003	61	120	3–4	0,5–4	одноэтажная	подледное
2002	слева	77,98217	14,12169	116	100	4–6	0,5–0,9	одноэтажная	подледное
2003	середина	77,98220	14,12175	139	113	4–8	0,8–7	одноэтажная	подледное
2003	слева	77,98211	14,12128	118	250	10	0,5–2	одноэтажная	подледное и внутриледное
2004	слева	77,98233	14,11508	136	536	2,5–16	0,5–3,5	одноэтажная	внутриледное и подледное
2005	слева	77,98233	14,11508	136	520	—	—	одноэтажная	внутриледное и подледное
2006	слева	77,98485	14,11090	139	506	5–16	0,3–5	одноэтажная	внутриледное и подледное
2007	слева	77,98097	14,11945	141	200	5–16	0,3–5	одноэтажная	внутриледное
2008	слева	77,98097	14,11945	141	578	1–20	0,25–5	двухэтажная	внутриледное и подледное
2009	слева	77,98460	14,10802	136	422	3–15	0,4–5	двухэтажная	внутриледное и подледное
2010	слева	77,98449	14,10951	136	613	2–17	0,4–3,5	многоэтажная	внутриледное
2013	слева	77,98375	14,10627	139	40	5–6	2–2,5	одноэтажная	внутриледное
2014	слева	77,98401	14,10750	138	20	4–7	1	одноэтажная	внутриледное
2016	слева	77,98431	14,10927	138	15	6	1,6	одноэтажная	внутриледное
2017	справа	77,97481	14,14686	106	100	3–8	0,5	одноэтажная	подледное
2018	справа	77,97453	14,14464	108	100	7–12	0,5–2,5	одноэтажная	подледное
2019	слева	77,98247	14,09342	174	12	6	0,5–4	одноэтажная	подледное
2019	справа	77,97391	14,14505	112	30	8–10	0,5–1,5	одноэтажная	подледное
2021	слева	77,98193	14,09192	170	70	5–15	0,5–2	одноэтажная	внутриледное

Примечание: * — приблизительные оценочные координаты входа в пещеру.

ОБСУЖДЕНИЕ

Если посмотреть на полученные данные, то бросается в глаза, что наибольшее количество активных колодцев на леднике Альдегонда было отмечено в 2003–2006 гг. В дальнейшем количество активных ледниковых колодцев стало сокращаться, и в настоящее время на леднике крупными активными остались колодец № 2 и колодец № 1А, а также имела группа небольших колодцев вокруг последнего. Остальные колодцы превратились в заросшие. Что стало причиной этого, сказать трудно. Можно предположить, что ледник из-за постепенного сокращения толщины льда потерял большую часть нижнего слоя теплого льда, что типично для сокращающихся ледников на архипелаге Шпицберген. Сравнение данных наземных радиолокационных съемок 1999 и 2018–2019 гг. показало [13], что площадь ледника за эти годы сократилась на 23,1 % (от 6,94 до 5,34 км²), общий объем льда уменьшился на 36,4 % (от 0,437 до 0,278 км³), а средняя толщина льда — от 63 до 46 м. При этом площадь теплого ледяного ядра уменьшилась на 32,7 % (от 1,196 до 0,804 км²), его объем — на 42,5 % (от 0,437 до 0,278 км³), средняя толщина теплого льда сократилась от 29 до 25 м, а доля теплого льда в общем объеме ледника — с 8 до 7 %. В результате ледник стал преимущественно холодным [13], то есть его лед стал более жестким, скорость движения льда замедлилась, на леднике количество трещин сократилось, и, соответственно, стало меньше возможностей для формирования ледниковых колодцев. И поверхностные водотоки, которые ранее поглощались колодцами, стали стекать по льду до языка ледника. Этому не противоречит приуроченность оставшихся активных колодцев к южной части ледника, где по данным геофизических исследований [8, 13] отмечены самые большие мощности льда и у ложа присутствует слой теплого льда. Однако тут есть и некоторое противоречие. Дело в том, что в центральной части ледника у ледникового ложа также имеется слой теплого льда. Несмотря на это, из активных колодцев в этом районе остался только колодец № 2, а больше таких колодцев здесь нет. Это говорит о том, что предложенных причин сокращения числа активных колодцев на леднике явно недостаточно. Каковы эти причины, могут показать будущие исследования.

Интересным является вопрос выхода из ледника талых вод, которые поглощаются ледниковыми колодцами. Если на поверхности ледника вода поглощается в нескольких местах, то на языке ледника есть фиксированное количество выходов воды. Чаще всего с языка стекало 4 водных потока, два из которых имели поверхностный водосбор, а два других — подледный или внутриледный сток. Место выхода ледниковых вод определяли методом трассирования [12]. Оказалось, что все полости вокруг колодцев № 2 и № 3 дренируют воду в пещеру у левого борта ледника со скоростями около 0,1–0,26 м/с (без учета извилистости внутриледного водного потока). Однако окрашивание вод, текущих в колодец № 1, не позволило обнаружить место выхода краски на языке ледника. Ранее мы считали, что воды из всех ледниковых колодцев трассируются к источнику у левого (северного) борта ледника [4]. Однако результаты геофизических исследований [8, 13], а также визуальные наблюдения строения обнажившегося после отступления края льда ледникового ложа не позволяют настаивать на этом выводе. Наиболее логичным является утверждение, что вода из группы колодцев № 1 выходит из источника у правого (южного) борта ледника. В том же направлении развиваются и меандры этих колодцев. Но прямых доказательств связи колодца № 1 и выхода воды у правого борта ледника, кроме

геофизических наблюдений [8, 13], до сих пор не получено. Казалось бы, все ясно — вода из группы колодца № 1А выходит у правого борта. Но тут есть одна загвоздка. Дело в том, что ледник подстилается пачкой почти вертикально стоящих пермских известняков с прослоями гипсов. А это означает, что в стоке из ледника Альдегонда могут принимать участие карстовые воды. Карстовые каналы под ледником могут как поглощать часть ледникового стока, так и добавлять в ледниковый сток порцию карстовых вод, поступающую с более высоких территорий. Могут происходить и оба процесса сразу, если они разнесены под поверхностью ледника. О возможности поглощения части вод карстовыми каналами под ледником Альдегонда сделано предположение в работе [24].

Что касается пути движения внутриледных или подледных вод внутри ледника Альдегонда, то судить об этом трудно, поскольку на данный момент нет ни одного случая спелеологического прохождения на этом леднике через всю дренажную систему. Как правило, все каналы, пройденные на дне ледниковых колодцев, имеют небольшую протяженность (не более 150 м) и заканчиваются сифонами. Пещеры, изученные на языке ледника, также не могут дать богатый материал о строении каналов под толщей льда. В некоторых случаях эти каналы частично или полностью недоступны, как это почти всегда происходит для канала у правого борта ледника. Проходимыми были только каналы в центре языка ледника и у его левого борта. Центральный канал был подледным и транзитным, в верхний вход поверхностный поток входил, а выходил из нижнего входа. Канал в левой части ледника был подледным на скальных выступах ложа ледника (ригелях), но становился внутриледным между скальными выступами. Поскольку протяженность каналов составляла первые сотни метров, то нам известно строение от четверти до трети всей протяженности внутренней дренажной системы, а преобладающая ее часть является недоступной, и ее строение неизвестно. Из строения пещеры на языке ледника и того факта, что все исследованные пещерные каналы в основании ледниковых колодцев не достигали ложа ледника, мы сделали заключение, что в основании ледника вода, скорее всего, движется не по каналу, а в виде тонкого слоя по приоткрытой плоскости тектонического надвига. Он располагается в нижней части толщи ледника и в некоторых местах на вершинах скальных выступов, возможно, касается ложа. По этому надвику происходит движение ледника, и по нему движется вода, поступающая из ледниковых колодцев [25]. По нашему мнению, во всей центральной и северной части ледника вода попадает на плоскость надвига вблизи дна ледниковых колодцев, которые полностью пробивают толщу холодного льда [9, 13, 14], и далее вода по этой плоскости движется на северо-восток до борта ледника, где она поворачивает на восток и далее течет вдоль борта ледника до выхода на его языке. По данным радиозондирования [14, рис. 5], отмечен внутриледниковый канал в толще холодного льда, проходящий на глубине, близкой к глубине ледниковых колодцев. Именно поэтому многие каналы в основании полостей в центральной и северной частях ледника являются субгоризонтальными. Эти каналы заложены в чистом льду, который типичен для нижних 10–20 м толщи льда шпицбергенских ледников и в котором нет воздушных пузырьков. Что касается ледниковых колодцев № 1 и № 1А, то они имели входной колодец глубиной 55–65 м, от основания которого вниз по леднику шел вертикально ориентированный щелевой субгоризонтальный канал, на некотором расстоянии от колодца (до 100 м) переходивший сначала в каскад небольших колодцев глубиной

1–3 м, а потом превращавшийся в трубообразный фреатический канал диаметром до 2 м. Чаще всего канал был заполнен водой, что говорило о подпруживании дренажной системы. О том, что колодцы могут быть подпружены в летнее время, говорит факт отмеченного уровня воды после окрашивания потока в колодце № 5 в июле 2006 г.

Исследования, проводимые в ледниковых колодцах регулярно, показали, что полости в ледниках быстро изменяются. Если колодец не терял водного питания или потерял его недавно, то сам он претерпевает минимальные изменения. Мы это видим на примере колодца № 1, который на протяжении 2002–2009 гг. имел постоянную глубину около 55 м. Но при этом происходило изменение конфигурации каналов, которое выражалось в спрямлении пещерных меандров. Наблюдалось одновременное врезание канала в лед и смыкание верхней части канала под действием пластической деформации. При этом скорость смыкания каналов увеличивалась от поверхности в глубь ледника. Если в вертикальной части ледникового колодца смыкания не происходило из-за того, что он был заложен в более жестком холодном льду, то в каналах, отходящих от низа колодцев, отмечалось сжатие, которое различалось в разных частях ледника. Если в отмершем колодце № 3 сжатие каналов достигало 2 м/год, то в колодце № 2 сжатие составляло около 1 м/год, а сжатие канала в колодце № 1 не превышало 0,3–0,7 м/год. Но в любом случае, если колодец терял водное питание, то очень быстро (за год-два) он смыкался в нижней части и постепенно начинал заполняться.

Следует заметить, что формирование новых трещин совсем не обязательно будет видно на поверхности ледника. В частности, в 2006 г. при прохождении круто наклонной части одного из ледниковых колодцев автор для большей устойчивости на крутом ледяном склоне ударом вбил зубья кошек на ногах в натечный лед пола канала. В ответ послышался сильный гул разрыва, и вблизи ноги автора возникла новая зияющая вертикальная трещина шириной около 10 см, которая не выходила на поверхность. Такой трещины вполне достаточно для начала формирования нового ледникового колодца внутри существующей полости.

Для 141 заросшего колодца на леднике Альдегонда в 2003 г. удалось выявить время зарастания, которое проявлялось в виде годовых слоев. Оказалось, что колодцы полностью зарастали за 1–6 лет. Самые мелкие колодцы (диаметр 0,1–0,8 м) зарастали за 1 год (27 штук, или 19,1 %), за 2 года — 56 колодцев диаметром 0,2–2 м (39,7 %), за 3 года — 38 колодцев диаметром 0,3–2 м (27 %), за 4 года — 13 колодцев диаметром 0,5–2 м (9,2 %), за 5 лет — 5 колодцев диаметром 1–3 м (3,6 %), за 6 лет — 2 колодца диаметром 1,5–2 м (1,4 %). В целом чем больше был средний диаметр колодца, тем дольше он зарастал. Среднее время зарастания колодцев оказалось равно 2,4 годам. Наиболее крупные колодцы, которые концентрировали большие потоки талых вод, возникали на леднике довольно редко, что связано с небольшим числом крупных водных потоков на поверхности ледника, чаще всего на леднике формировались небольшие колодцы, образующиеся на малых потоках. Это подтверждается как размерами входных отверстий активных и мертвых колодцев, так и диаметром заросших колодцев. Обилие мелких заросших колодцев (см. рис. 1) и их значительная разбросанность по поверхности ледника говорят о малых водосборах потоков, которые их формировали.

Сравнение ледника Альдегонда с другими ледниками показывает в некоторых случаях сходство, а в некоторых — различие. Например, в леднике Тавле два ис-

следованных колодца глубиной около 100 м достигли ледникового ложа, но почти не имели продолжения под ледником [26]. И только один канал, врезаемый каньоном с поверхности, находился примерно на одной и той же глубине около 30–35 м. К сожалению, из-за нехватки снаряжения он не был исследован до конца. На языке ледника другой неглубокий колодец (15 м) проникал прямо на ложе ледника. На леднике Лонгйир каньон поверхностного водного потока, врезаемый в лед, не достигал ложа, но был захоронен, превратившись в пещерный канал. Ледниковый колодец глубиной около 30 м возник здесь по захороненному ледяному каньону. После вертикального каскада или вертикального колодца на леднике Брёггер началась субгоризонтальная часть полости [2], которая была внутриледной, как и на леднике Альдегонда. На соседнем леднике Ловен Средний также вертикальная часть полости завершалась внутриледным каналом [27], а вода на языке ледника вытекала из субгоризонтального канала [28], как это наблюдалось многие годы на леднике Западный Грёнфьорд, расположенном к югу от ледника Альдегонда. В дальнейшем по этой трещине возник субгоризонтальный внутриледный канал с плоским сводом.

Особняком стоят небольшие холодные ледники, в которых врезаемый с поверхности ледяной каньон поверхностного водотока доходит до дна и превращается в подледный канал. Это возможно только при толщине льда не более 30–35 м. В противном случае такой канал обязательно будет либо перекрыт пластической деформацией, либо блокирован наледями или снежной шугой, поступающей с поверхности с водными потоками при таянии снега в весеннее время.

Как видим, для политермических ледников, к каким относится ледник Альдегонда, для ледниковых колодцев характерно наличие вертикального входного колодца, который пробивает слой холодного льда [9, 13, 14], и субгоризонтальной части, которая расположена вблизи ложа ледника внутри прозрачного придонного льда. Похожая ситуация была отмечена для Кристальной пещеры (Crystal Cave) на леднике Ханс, Шпицберген [21, 29]. Для ледника Брёггер, Шпицберген, подобная структура внутреннего дренажа с колодцем и субгоризонтальным каналом была выявлена спелеологическими и георадиолокационными методами [2, 17, 30], причем последние позволили оценить положение и глубину непройденных внутриледниковых каналов, их диаметр и степень заполнения водой. Данные радиозондирования по вертикальным сериям гиперболических отражений на ледниках Западный и Восточный Грёнфьорд и Фритьоф выявили и позволили нанести на карту системы трещин и ледниковых колодцев, проникающих с поверхности и из толщи холодного льда до теплого льда, а в некоторых случаях и до ложа [31].

Приуроченность активных, мертвых и заросших ледниковых колодцев к средней части ледника и отсутствие их следов в районе языка ледника может говорить о том, что основные перегибы ложа, определяющие трещиноватость льда в этом малоподвижном леднике, расположены именно в этой части ледника. Возможно также, что следы ранее существовавших колодцев, которые были расположены на леднике ниже существующих, попросту были полностью срезаны абляцией поверхности льда. О такой возможности говорило наличие нескольких «муравьиных куч», которые были встречены близ языка ледника в начале 2000-х гг. и могли быть свидетельствами присутствия ледниковых колодцев. Если это действительно были полностью уничтоженные колодцы, то положение надвигов, контролирующих дренаж от основания ледниковых колодцев, должно зависеть от состояния ледника, его

размеров и соотношения с выступами ложа. То есть для каждого состояния ледника будет характерно свое положение надвигов. В таком случае внутренняя дренажная система ледника будет перестраиваться в зависимости от состояния ледника.

По данным геофизических работ, проведенных на леднике Альдегонда в 2018–2020 гг. [13], и гидрохимических исследований 2020 г. были сделаны выводы о строении внутренней дренажной сети, согласно которым были выделены основные каналы движения талых вод: 2 подледниковых в области холодного льда и 2 внутриледниковых вблизи области теплого льда [14]. Называя каналы в северной части ледника подледниковыми, авторы сами себе противоречат, поскольку по их же гидрохимическим исследованиям у них получилось, что состав воды, поглощаемой в колодце № 2, не отличается от состава воды на ее выходе на языке у левого (северного) борта ледника. Это возможно только в том случае, если весь путь вода проходит внутри льда и не имеет контакта с ложем. Возможно, точность георадарных измерений не позволяет отличить подледное положение канала от внутриледного, если канал расположен вблизи ложа ледника. Вызывает некоторое сомнение наличие второго канала на леднике, поскольку никаких явных крупных выходов воды на языке в центральной части ледника обнаружено не было. Кроме того, все колодцы группы № 2 при окрашивании вод показали выход воды у северного борта ледника. Предполагаемая в работе [14] по геофизическим данным глубина группы колодцев № 2 оценивается примерно в 52–55 м (по радарограммам в статье видно, что оцениваемая глубина близка к 40 м), хотя в действительности она равна 70–75 м, что близко к общей толщине льда, оцененной в 75–80 м. При этом при исследованиях общая глубина полостей, связанных с группой колодцев № 2, с учетом слоя стаявшего льда к настоящему времени не превышала 70 м. Не исключено, что ошибка может быть связана с заполнением водой нижних частей колодцев во время георадиолокационной съемки. На рис. 1 показаны положения внутренних каналов ледника Альдегонда, предполагаемые нами на основании использования данных обследованных нижних частей колодцев, а также положения активных, мертвых и заросших колодцев на поверхности ледника.

Сравнение нашей схемы внутреннего дренажа ледника со схемой в работе [14] показывает различие как по данным георадиолокации, так и по данным, полученным при оценке гидравлического потенциала на леднике. Поскольку георадиолокационная съемка является не площадной, а профильной, то при интерпретации полученных данных возможно объединение выявленных в разных профилях обособленных полостей в одну систему. Возможно, это стало причиной появления параллельных каналов дренажа у левого и правого борта ледника [14]. Что касается попыток построения каналов внутреннего дренажа по гидравлическим потенциалам, то вряд ли эти данные являются вполне достоверными, поскольку сравнение исследованных пещерных каналов на леднике Ханс на Шпицбергене показало существенное различие с сетью каналов, построенных по гидравлическим потенциалам [32], хотя ранее в работе [33] было показано неплохое совпадение положения рассчитанных по гидравлическим потенциалам подледниковых каналов ледников Ханс и Вереншельд с положением ледниковых колодцев и выходов подледниковых потоков на языках ледников. Использование этого метода на леднике Альдегонда вряд ли оправдано, поскольку он работает для подледных каналов, а на леднике Альдегонда по нашим и геофизическим данным [14] дренажные каналы являются преимущественно внутриледными.

Основной проблемой формирования ледниковых колодцев является вопрос, куда вода движется от основания первичной трещины, а впоследствии от дна входного колодца. Вернее, на приведенных примерах мы видим путь движения воды от дна входного колодца в виде субгоризонтальных или слабо наклонных галерей, но неизвестно, как этот путь образовался. Теория гидроразрыва предполагает, что трещина, по которой формируются колодцы, доходит до ложа ледника [21, 22, 34]. Вода смачивает ложе, из-за чего ледник весной с началом снеготаяния начинает двигаться быстрее. Однако не на всех ледниках вода проникает в колодцах до ложа (примеры: ледники Альдегонда, Брёггер, Ловен Средний и др.), а значит, и не смазывает ложе. Кроме того, по трещинам гидроразрыва, если они заполнены водой, ледниковые колодцы формироваться не могут, поскольку требуют для своего образования заполненного воздухом пространства трещин [19]. Возможно, представление о том, что колодцы проникают до ложа ледника, идет от первых исследователей ледников в Альпах в первой половине XIX в., которые были уверены в этом и даже спускали в колодцы на веревке молотки с привязанным куском сала, чтобы увидеть, как к нему прилипнет подледный грунт [35, 36].

Поэтому оставалось неясным, куда девается вода из колодцев, когда они не доходят почти до ложа ледника. Одна из идей предполагала, что вода от основания колодца расходится по межзерновым канальцам, имеющим сечение в доли миллиметра [37]. Предполагалось, что эти канальцы пронизывают всю толщу ледника. Посещение ледниковых колодцев и пещер показало, что межзерновых канальцев в толще льда нет, а даже если бы они и были, то проницаемость их для воды была бы просто ничтожной и поглотить никакой водный поток они не были бы способны. По результатам наблюдений, вода в леднике может перемещаться по вертикальным трещинам, которые могут объединяться в единую систему [38–40], а по наблюдениям в теплом льду на леднике Стур в Швеции [20] было показано, что даже небольшие субвертикальные трещины служат путями движения воды в толще льда. Но трещины на ледниках есть не везде, поэтому такой механизм работает только на ограниченных участках ледников, и непонятно, как превратить их в единую систему, позволяющую воде двигаться к языку ледника, формируя дренажные каналы.

Поскольку толща теплого льда в северной части ледника Альдегонда располагается тонким слоем только вблизи ложа ледника [8, 13], то выходом из создавшегося положения нам видится формирование субгоризонтальных надвигов в толще льда вблизи контакта холодного и теплого льда, по которым, собственно, и движется ледник [11, 25]. Именно попадая на эту плоскость скольжения, т. е. на плоскость надвига, вода под давлением пленкой растекается по плоскости, активизирует движение ледника, а потом в течение летнего сезона формирует вдоль этой плоскости каналы в толще льда, которые по плоскости скольжения доходят до языка ледника. Если позволяет высота базиса эрозии на языке ледника в месте выхода воды, то внутриледный канал может врезаться в ложе ледника и стать подледным, если не позволяет — он остается внутриледным.

На примере ледника Альдегонда на Шпицбергене мы рассмотрели элементы внутренней дренажной системы, обследованные в течение периода с 2001 по 2021 гг., и не нашли среди ледниковых колодцев ни одного, достигшего ложа ледника. Но ледниковые пещеры, формирующиеся на языке ледника Альдегонда, позволили показать, что они образовались именно по внутриледным плоскостям надвигов [7]. Все это

вместе позволяет нам считать идею формирования внутреннего дренажа ледников по внутренним надвигам наиболее вероятной. Она объясняет многие элементы строения систем внутреннего дренажа ледников, а также прорывы ледниковых озер, сёрджи и формирование озов. Поскольку надвиг в центральной части ледника располагался внутриледно, что было видно по внутриледному расположению каналов в основании ледниковых колодцев и малому количеству обломочного материала, за исключением приносимого с поверхности ледника, а ближе к языку ледника плоскость надвига местами начинала касаться вершин скальных выступов, что наблюдалось в пещере на языке ледника, то к материалу, переносимому потоком в пещерном канале, присоединялся обломочный материал, смываемый со скальных выступов. Именно этот материал мог создавать основу для формирования озов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2001–2021 гг. на леднике Альдегонда были проведены спелеологические исследования элементов внутреннего дренажа (ледниковых колодцев и пещер). Для большинства активных ледниковых полостей в средней части ледника типичны входные колодцы, чья глубина сравнима с толщиной холодного льда на леднике, т. е. равна 50–75 м, что типично для политермических ледников. На леднике выделяются три группы активных колодцев, каждая из которых имеет общую схему развития от активных колодцев через мертвые до заросших (залеченных). Но у каждой группы есть свои особенности. Большинство ледниковых колодцев имеет наклонное или субгоризонтальное продолжение. В группе колодцев № 1 продолжение ориентировано на восток–северо-восток, а в группах № 2 и № 3 — на северо-северо-восток, что определяет направление транзита вод от колодцев до края ледника. Стволы входных колодцев групп № 2 и № 3 достигают слоя прозрачного льда без пузырьков воздуха, который находится в основании ледника. Ни один из исследованных на леднике колодцев не достигает его ложа. Для групп колодцев № 2 и № 3 методом окрашивания доказан сток к левому борту ледника. Сток воды из колодцев группы № 1 предполагается на языке у правого борта ледника. Количество активных и мертвых колодцев на леднике стало уменьшаться с 2003 г., что, возможно, связано с сокращением площади распространения теплого льда в основании ледника при непрерывном сокращении толщины льда в результате потепления климата. Среди заросших колодцев преобладают те, которые имеют небольшие размеры, что говорит о том, что в недалеком прошлом активных колодцев на леднике было много и поглощение поверхностного стока в колодцы происходило не в концентрированном виде, как это характерно для настоящего времени. Система активных, мертвых и заросших колодцев пространственно разбивается на две группы. На основании исследования пещер на языке ледника предполагается, что субгоризонтальные нижние участки каналов, отходящих от нижних частей входных колодцев, образовались по или вблизи плоскостей движения по внутриледным надвигам. Полученные результаты могут помочь в интерпретации геофизических данных.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) и государственного задания FMWS-2022-0002.

Благодарности. Автор выражает благодарность всем спелеологам, которые помогали в исследовании ледниковых колодцев и пещер на леднике.

Competing interests. The author declares the absence of competing interests.

Funding. The study was carried out within the framework of the state task of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences AAAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) and the state task FMWS-2022-0002.

Acknowledgments. The author expresses his gratitude to all speleologists who helped in the study of moulins and glacial caves on the glacier.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Schroeder J.* Hans Glacier moulins observed from 1988 to 1992, Svalbard // *Norsk Geografisk Tidsskrift*. 1998. V. 52. P. 79–88.
2. *Vatne G.* Geometry of englacial water conduits, Austre Broggerbreen, Svalbard // *Norsk Geografisk Tidsskrift*. 2001. V. 55. P. 85–93.
3. *Gulley J.D., Benn D.I., Screaton E., Martin J.* Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. P. 1984–1999.
4. *Мавлюдов Б.Р.* Внутренние дренажные системы ледников. М.: Институт географии РАН, 2006. 396 с.
5. *Мавлюдов Б.Р., Кудиков А.В.* Изменение ледника Альдегонда с начала XX века // *Вестник Кольского научного центра РАН*. 2018. № 3 (10). С. 152–162.
6. *Holmlund E.S.* Aldegondabreen Glacier change since 1910 from structure-from-motion photogrammetry of archived terrestrial and aerial photographs: utility of a historic archive to obtain century-scale Svalbard glacier mass losses // *Journal of glaciology*. 2021. V. 67 (261). P. 107–116.
7. *Мавлюдов Б.Р.* Пещеры на языке ледника Альдегонда, Шпицберген // *Спелеология и спелеология*. 2021. № 3. С. 7–16.
8. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю.* Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 г. // *Материалы гляциологических исследований*. 2001. Вып. 90. С. 86–99.
9. *Mavlyudov B.R., Solovyanova I.Yu.* Comparison of cold and temperate glacier caves // 6th International Symposium “Glacial Caves and Karst in Polar Regions” (3–8 September 2003, Ny-Alesund; Svalbard, Lat. 79°N). Madrid: SEDECK, 2003. P. 157–162.
10. *Мавлюдов Б.Р.* Внутренний дренаж ледника Альдегонда (Шпицберген) // *Проблемы морской палеоэкологии и биогеографии в эпоху глобальных изменений. Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2009. С. 314–325.
11. *Mavlyudov B.R.* About new type of subglacial channels, Spitsbergen // *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions* / Ed. B.R. Mavlyudov. Moscow: Institute of geography RAS, 2005. P. 54–60.
12. Изучение метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген // *НТО об экспедиции «Шпицберген-2006»*, нач. эксп. И.Ю. Соловьянова. СПб., 2006. 210 с. Фонды ААНИИ. Инв. № Р-5607.
13. *Борисик А.Л., Новиков А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Веркулич С.Р.* Строение и динамика ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) по данным повторных георадиолокационных исследований 1999, 2018 и 2019 годов // *Лед и снег*. 2021. № 61 (1). С. 26–37.
14. *Борисик А.Л., Демидов В.Э., Ромашова К.В., Новиков А.Л.* Внутренняя дренажная сеть и характеристики подледникового стока ледника Альдегонда (о. Западный Шпицберген) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2021. Т. 67. № 1. С. 67–88.
15. *Илюхин В.В., Дублянский В.Н., Лобанов Ю.Е.* Методика описания пещер. М.: Центральное рекламно-информационное бюро «Турист», 1980. 64 с.

16. Мавлюдов Б.Р. Новый тип ледниковых колодцев // История освоения Шпицбергена и Северной Евразии: Тезисы докладов конференции, посвященной 250-летию русской научной экспедиции на Шпицбергене под руководством В.Я. Чичагова (1765–1766). М.: Изд-во ООО «ТАУС», 2015. С. 31–33.
17. Vatne G., Irvine-Fynn T.D.L. Morphological dynamics of an englacial channel // Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 2015. V. 12. P. 7615–7664.
18. Tsai V.C., Rice J.R. A model for turbulent hydraulic fracture and application to crack propagation at glacier beds // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. F03007. doi: 10.1029/2009JF001474.
19. Badino G. Ice shaft genesis: a simple numerical approach // Proceedings of 2nd International Symposium “Glacier Caves and Karst in Polar regions, February” 10–16, 1992, Midzygorze, Poland. Sosnowies: Silesia University, 1992. P. 21–27.
20. Fountain A.G., Jacobel R.W., Schlichting R., Jansson P. Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers // Nature. 2005. V. 433 (7026). P. 618–621.
21. Benn G., Evans D.J.A. Glaciers and Glaciation. 2 ed. London: Hodder Education, 2010. 802 p.
22. Cuffey K.M., Paterson W.S.B. The Physics of Glaciers. 4 ed. Amsterdam, etc.: Academic Press, 2010. 704 p.
23. Fowler J., Iverson N. A permeameter for temperate ice: First results on permeability sensitivity to grain size // Journal of Glaciology. 2022. V. 68 (270). P. 764–774. doi:10.1017/jog.2021.136.
24. Misztal S., Pulina M. Investigations of glacier caves // Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983. Interim report / Eds: J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, 1983. P. 26–33.
25. Mavlyudov B.R. Internal drainage of glaciers and its origin // Eds.: Land L., Kern Z., Maggi V., Turri S. Proceedings of the Sixth International Workshop on Ice Caves, August 17–22, Idaho Falls, Idaho, USA: NCKRI Symposium 4. Carlsbad (NM): National Cave and Karst Research Institute, 2014. P. 50–58.
26. Мавлюдов Б.Р. Исследования ледника Тавле и его внутренних дренажных каналов, Земля Норденшельда, Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 7. Апатиты: КНЦ РАН, 2007. С. 187–201.
27. Griselin M. In the depth of a small polar glacier (Loven East Glacier, Spitsbergen) // Proceedings of 2nd International Symposium “Glacier Caves and Karst in Polar regions”, February 10–16, 1992, Midzygorze, Poland. Sosnowies: Silesia University, 1992. P. 51–63.
28. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Kohler J., Porter P.R., Vatne G. Dye tracing experiments at Midre Lovénbreen, Svalbard: preliminary results and interpretations // Mavlyudov B.R., ed. Proceedings of 7th GLACKIPR Symposium “Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions”. Moscow: Institute of geography RAS, 2005. P. 36–43.
29. Benn D., Gulley J., Luckman A., Adamek A., Glowacki P. Englacial drainage systems formed by hydrologically driven crevasse propagation // Journal of Glaciology. 2009. V. 55 (191). P. 513–523.
30. Stuart G., Murray T., Gamble N., Hayes K., Hodson A. Characterization of englacial channels by ground-penetrating radar: An example from Austre Brøggerbreen, Svalbard // Journal of Geophys. Research. 2003. V. 108. Iss. B11. 2525. doi: 10.1029/2003JB002435.
31. Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Марчук И.О. Распределение холодного и теплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования // Лед и снег. 2019. № 2 (59). С. 149–166. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-430.
32. Gulley J.D., Grabiec M., Martin J.B., Jania J., Catania G., Glowacki P. The effect of discrete recharge by moulins and heterogeneity in flow-path efficiency at glacier beds on subglacial hydrology // Journal of Glaciology. 2012. V. 58 (211). P. 926–940. doi: 10.3189/2012JoG11J189.
33. Pälli A., Moore J. C., Jania J., Kolondra L., Glowacki P. The drainage pattern of Hansbreen and Werenskiöldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard // Polar Research. 2003. V. 22. Iss. 2. P. 355–371. <https://doi.org/10.3402/polar.v22i2.6465>.

34. Das S.B., Joughin I., Behn M.D., Howat I.M., King M.A., Lizarralde D., Bhatia M.P. Fracture propagation to the base of the Greenland Ice Sheet during supraglacial lake drainage // *Science*. 2008. V. 320 (5877). P. 778–781.
35. Désor E. Excursions et séjour dans les glaciers et les Hautes Régions des Alpes. Neuchatel: Kissling, 1844. 638 p.
36. Forbes J.D. Travels through the Alps of Savoy and other parts of the Pennine Chain with observations on the phenomena of glaciers. Second ed. Edinburgh: A.&Ch. Black, 1845. 460 p.
37. Глазовский А.Ф., Красс М.С., Мачерет Ю.Я. Гидротермический режим и внутренний тепломассообмен в двухслойных ледниках // *Материалы гляциологических исследований*. 1999. Вып. 86. С. 61–66.
38. Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperate glaciers // *Reviews of Geophysics*. 1998. T. 36. № 3. P. 299–328.
39. Mavlyudov B.R. Problems of en- and subglacial drainage origin // *Actes du 3 Symposium International “Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne”*, Chamonix-France, 1–6.XI.1994. *Annales littéraires de l’université de Besançon*, N 561, serie *Geographie*, N 34, ed. M. Griselin. Besançon, 1995. P. 77–82.
40. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal glacier hydrology: a review // *Reviews of Geophysics*. 2011. V. 49. RG4002, 1–37. doi: 10.1029/2010RG000350.

REFERENCES

1. Schroeder J. Hans Glacier moulines observed from 1988 to 1992, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*. 1998, 52: 79–88.
2. Vatne G. Geometry of englacial water conduits, Austre Broggerbreen, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift*. 2001, 55: 85–93.
3. Gulley J.D., Benn D.I., Scream E., Martin J. Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quaternary Science Reviews*. 2009, 28: 1984–1999.
4. Mavlyudov B.R. *Vnutrennie drenazhnye sistemy lednikov*. Internal drainage systems of glaciers. Moscow: Institut geografii RAN, 2006: 396 p. [In Russian].
5. Mavlyudov B.R., Kudikov A.V. Aldegonda glacier change since the early 20th century. *Vestnik Kola nauchnogo tsentra RAN*. Bulletin of the Kola Science Center RAS. 2018, 3 (10): 152–162. [In Russian].
6. Holmlund E.S. Aldegondabreen Glacier change since 1910 from structure-from-motion photogrammetry of archived terrestrial and aerial photographs: utility of a historic archive to obtain century-scale Svalbard glacier mass losses. *Journal of glaciology*. 2021, 67 (261): 107–116.
7. Mavlyudov B.R. Caves on the Aldegonda Glacier tongue, Spitsbergen. *Speleologiya i speleostologiya*. Speleology and speleostology. 2021, 3: 7–16. [In Russian].
8. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Navarro F.H., Tokarev M.Yu., Kalashnikov A.Yu., Miroshnichenko D.E., Reznikov D.S. Radiophysical studies of Aldegondabreen in Svalbard in 1999. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 90: 86–99. [In Russian].
9. Mavlyudov B.R., Solovyanova I.Yu. Comparison of cold and temperate glacier caves. 6th International Symposium “Glacial Caves and Karst in Polar Regions” (3–8 September 2003, Ny-Alesund; Svalbard, Lat. 79°N). Madrid: SEDECK, 2003: 157–162.
10. Mavlyudov B.R. Internal drainage of Aldegonda Glacier (Spitsbergen). *Problemy morskoy paleoecologii i biogeografii v epokhu global’nykh izmenenij. Kompleksnye issledovaniya prirody Spitsbergena*. Problems of sea paleoecology and biogeography in epoch of global changes. Complex research of Spitsbergen nature. Moscow: GEOS, 2009, 9: 314–325. [In Russian].

11. Mavlyudov B.R. About new type of subglacial channels, Spitsbergen. Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions. Ed. B.R. Mavlyudov. Moscow: Institute of geography RAS, 2005: 54–60.
12. *Izuchenie meteorologicheskogo rezhima i klimaticheskikh izmenenii v raione arkhipelaga Shpitsbergen: NTO ob ekspeditsii «Shpitsbergen-2005»*. Study of the meteorological regime and climatic changes in the Spitsbergen archipelago: scientific report. Expedition leader I.Iu. Solov'ianova. St. Petersburg, 2005: 157 p. Arctic and Antarctic Research Institute Repository. ID № P-5547. [In Russian].
13. Borisik A.L., Novikov A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Verkulich S.R. The structure and dynamics of Aldegondabreen (West Spitsbergen) according to repeated radio-echo sounding data in 1999, 2018 and 2019 years. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 1 (61): 26–37. doi: 10.31857/S2076673421010069. [In Russian].
14. Borisik A.L., Demidov V.E., Romashova K.V., Novikov A.L. Internal drainage network and characteristics of the Aldegondabreen runoff (West Spitsbergen). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2021, 67 (1): 67–88. [In Russian].
15. Ilyukhin V.V., Dublyansky V.N., Lobanov Yu.E. *Metody opisaniya pesher*. Methods of caves describing. Moscow: Central Advertising and Information Bureau “Tourist”, 1980: 64 p. [In Russian].
16. Mavlyudov B.R. New type of moulins. History of Development of Spitsbergen and Northern Eurasia. Abstracts of the conference devoted to 250 anniversary of the first Russian Scientific expedition on Spitsbergen under the leadership of V.Ya. Chichagov (1765–1766). Moscow: Publ. house TAUS, 2015: 69–71.
17. Vatne G., Irvine-Fynn T.D.L. Morphological dynamics of an englacial channel. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2015, 12: 7615–7664.
18. Tsai V.C., Rice J.R. A model for turbulent hydraulic fracture and application to crack propagation at glacier beds. *Journal of Geophysical Research*. 2010, 115: F03007. doi: 10.1029/2009JF001474.
19. Badino G. Ice shaft genesis: a simple numerical approach. *Proceedings of 2nd International Symposium “Glacier Caves and Karst in Polar regions”*, February 10–16, 1992, Midzygorze, Poland. Sosnowies: Silesia University, 1992: 21–27.
20. Fountain A.G., Jacobel R.W., Schlichting R., Jansson P. Fractures as the main pathways of water flow in temperate glaciers. *Nature*. 2005, 433 (7026): 618–621.
21. Benn G. Evans D.J.A. *Glaciers and Glaciation*. 2 ed. London: Hodder Education, 2010: 802 p.
22. Cuffey K.M., Paterson W.S.B. *The Physics of Glaciers*. 4 ed. Amsterdam, etc.: Academic Press, 2010: 704 p.
23. Fowler J., Iverson N. A permeameter for temperate ice: First results on permeability sensitivity to grain size. *Journal of Glaciology*. 2022, 68 (270): 764–774. doi:10.1017/jog.2021.136.
24. Misztal S., Pulina M. Investigations of glacier caves. Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983. Interim report. Eds: J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, 1983: 26–33.
25. Mavlyudov B.R. Internal drainage of glaciers and its origin. Eds: Land L., Kern Z., Maggi V., Turri S. *Proceedings of the Sixth International Workshop on Ice Caves*, August 17–22, Idaho Falls, Idaho, USA: NCKRI Symposium 4. Carlsbad (NM): National Cave and Karst Research Institute, 2014: 50–58.
26. Mavlyudov B.R. Researches of Tavle Glacier and its internal drainage channels, Nordenskiöld Land, Spitsbergen. *Kompleksnye issledovaniya prirody Spitsbergena*. Complex research of Spitsbergen nature. Apatity: CSC RAS, 2007, 7: 187–201. [In Russian].
27. Griselin M. In the depth of a small polar glacier (Loven East Glacier, Spitsbergen). *Proceedings of 2nd International Symposium “Glacier Caves and Karst in Polar regions”*, February 10–16, 1992, Midzygorze, Poland. Sosnowies: Silesia University, 1992: 51–63.

28. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Kohler J., Porter P.R., Vatne G. Dye tracing experiments at Midre Lovénbreen, Svalbard: preliminary results and interpretations. Mavlyudov B.R., ed. Proceedings of 7th GLACKIPR Symposium “Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions”. Moscow: Institute of geography RAS, 2005: 36–43.
29. Benn D., Gulley J., Luckman A., Adamek A., Glowacki P. Englacial drainage systems formed by hydrologically driven crevasse propagation. *Journal of Glaciology*. 2009, 55 (191): 513–523.
30. Stuart G., Murray T., Gamble N., Hayes K., Hodson A. Characterization of englacial channels by ground-penetrating radar: An example from Austre Brøggerbreen, Svalbard. *Journal of Geophys. Research*. 2003, 108, B11: 2525. doi: 10.1029/2003JB002435.
31. Macheret Yu. Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I. I., Marchuk I.O. Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 2 (59): 149–166. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-430. [In Russian].
32. Gulley J.D., Grabiec M., Martin J.B., Jania J., Catania G., Glowacki P. The effect of discrete recharge by moulins and heterogeneity in flow-path efficiency at glacier beds on subglacial hydrology. *Journal of Glaciology*. 2012, 58 (211): 926–940. doi: 10.3189/2012JoG11J189.
33. Pälli A., Moore J. C., Jania J., Kolondra L., Glowacki P. The drainage pattern of Hansbreen and Werenskiöldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard. *Polar Research*. 2003, 22 (2): 355–371. <https://doi.org/10.3402/polar.v22i2.6465>.
34. Das S.B., Joughin I., Behn M.D., Howat I.M., King M.A., Lizarralde D., Bhatia M.P. Fracture propagation to the base of the Greenland Ice Sheet during supraglacial lake drainage. *Science*. 2008, 320 (5877): 778–781.
35. Désor E. Excursions et séjour dans les glaciers et les Hautes Régions des Alpes. Neuchatel: Kissling, 1844: 638 p.
36. Forbes J.D. Travels through the Alps of Savoy and other parts of the Pennine Chain with observations on the phenomena of glaciers. Second ed. Edinburgh: A.&Ch. Black, 1845: 460 p.
37. Glazovsky A.F., Krass M.S., Macheret Yu. Ya. Hydrothermal regime and internal heat and mass transfer in two-layer glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1999, 86: 61–66. [In Russian].
38. Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*. 1998, 36 (3): 299–328.
39. Mavlyudov B.R. Problems of en- and subglacial drainage origin. Ed. M. Griselin. Actes du 3 Symposium International “Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne”, Chamonix-France, 1–6.XI.1994. Annales littéraires de l’université de Besançon, N 561, serie Géographie, 34, ed. M. Griselin. 1995, Besançon: 77–82.
40. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal glacier hydrology: a review. *Reviews of Geophysics*. 2011, 49, RG4002: 1–37. doi: 10.1029/2010RG000350.

ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
APPLIED PROBLEMS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-308-323>
УДК 551.577; 504.06



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**Частицы синтетических полимеров в свежеснежившем снеге
на северо-западе Кольского полуострова в 2020–2021 гг.**

М.В. Митяев, Е.И. Дружкова, М.В. Герасимова*

Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

**mityaev@mmbi.info*

Резюме

Загрязнение гидросферы, атмосферы и верхней части литосферы синтетическими полимерами признано в настоящее время глобальной проблемой человечества, в рамках решения которой одной из приоритетных задач является выявление путей и масштабов миграции полимерных частиц. В связи с этим с декабря 2020 г. по апрель 2021 г. на северо-западе Кольского полуострова были проведены исследования свежеснеживших твердых атмосферных осадков с целью выявления в них полимерных частиц, которые могли быть абсорбированы из атмосферы кристаллами снега. В талой снеговой воде полимерные частицы идентифицировались под бинокулярным микроскопом МБС-10 и эпифлуоресцентным микроскопом Carl Zeiss AxioImager D1. Данные о потоках полимерных частиц на поверхность земли с твердыми атмосферными осадками на северо-западе Кольского полуострова получены впервые.

Ключевые слова: Кольский полуостров, полимерные макроволокна, полимерные микроволокна, полимерные фрагменты, полимерные частицы, потоки полимерных частиц, свежеснеживший снег.

Для цитирования: Митяев М.В., Дружкова Е.И., Герасимова М.В. Частицы синтетических полимеров в свежеснежившем снеге на северо-западе Кольского полуострова в 2020–2021 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 3. С. 308–323. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-308-323>.

Поступила 25.04.2022

После переработки 22.08.2022

Принята 30.08.2022

**Particles of synthetic polymers in fresh snow in the northwest
of the Kola peninsula in 2020–2021**

Maxim V. Mityaev, Elena I. Drushkova, Marina V. Gerasimova*

Murmansk marine biological institute RAS, Murmansk, Russia

**mityaev@mmbi.info*

Summary

Pollution of the hydrosphere, the atmosphere and the upper lithosphere by synthetic polymers has now become a global human problem. In this connection, a study of newly fallen solid precipitation was carried out from December 2020 to April 2021 in the north-west of the Kola Peninsula to identify polymeric particles that could

be absorbed from the atmosphere by snow crystals. Snow sampling was carried out along highways at a distance from roads in calm weather. In the laboratory, melt snow water was filtered through nuclear filters, which were scanned under a binocular MBS-10 microscope to take account of insoluble polymer fibers. Simultaneously, filters stained with a Nile Red solution were analyzed under a Carl Zeiss Axiolmager D1epifluorescent microscope for microplastic investigations. Synthetic polymer particles were identified among the aerosol material. The polymeric particle composition was strongly dominated by irregularly shaped polymer micro-fragments. Polymer macrofibres and polymer microfibers were also constantly present. By the research carried out the first assessment of polymeric particles flows to the earth surface with solid precipitation in the north-west of the Kola Peninsula was done.

Keywords: flows of polymer particles, freshly fallen snow, Kola Peninsula, polymer fragments, polymer macrofibers, polymer microfibers, polymer particles.

For Citation: Mityaev M.V., Drushkova E.I., Gerasimova M.V. Particles of synthetic polymers in fresh snow in the northwest of the Kola peninsula in 2020–2021. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (3): 278–294. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-3-278-294>.

Received 25.04.2022

Revised 22.08.2022

Accepted 30.08.2022

ВВЕДЕНИЕ

Замена традиционных природных материалов более дешевым, прочным и долговечным пластиком (искусственно синтезированными высокомолекулярными полимерами) началась в 50-х гг. прошлого века, и с этого времени объемы его производства нарастали в геометрической прогрессии по всему миру. Если в 50-е гг. XX в. мировое производство синтетических материалов составляло около 5 млн тонн в год, то уже в 2020 г. эта цифра превысила 360 млн тонн [1]. Это естественным образом привело к росту количества отходов синтетических полимеров, скопления которых уже в 1970-х гг. стали обнаруживаться на морских акваториях [2]. Однако истинные масштабы проблемы начали вырисовываться только в конце XX в., после открытия в 1997 г. Чарльзом Муром Большого тихоокеанского мусорного пятна, площадь которого оценивали в 10 млн км². На первой Ассамблее Программы ООН по окружающей среде (июнь 2014 г., Найроби, Кения) пластиковый мусор в океане был признан «общей заботой всего человечества» [3]. В 2018 г. было установлено, что влияние, оказываемое полимерными частицами на экосистемы, обратно пропорционально их размеру [4]. Таким образом, выявилась основная опасность синтетических полимеров — разрушение (под действием различных физических, химических и биологических процессов) полимерных обломков на мельчайшие фрагменты и волокна, оказывающие негативное влияние на живые организмы всех трофических уровней [5], включая человека [6]. Для обозначения таких частиц стал использоваться термин «микропластик» (впервые предложенный R.C. Thompson с соавторами в 2004 г. [7]). В настоящее время частицы микропластика обнаружены повсеместно — в морях [8, 9] (в том числе и на больших глубинах), донных отложениях [9–11], в пресноводных водоемах [12], в почве [13], атмосфере [14], на дрейфующих льдах Арктики [15, 16], в горных странах (на больших высотах — Альпы [17], Гималаи [18, 19]), на ледниках Антарктиды [20]. По мере осознания научным сообществом масштабов наносимого ущерба возрастало и количество публикаций по проблеме в целом (к 2020 г. в базе цитирования WoS было зафиксировано около 2000 печатных работ [21]). Значительная часть этих исследований связана с морскими акваториями. В качестве одной из приоритетных задач было выявление путей миграции полимерных частиц в океан. Частично решение удалось найти при изучении микропластика в труднодоступных высокогорных районах

[17–19], где атмосферный перенос признан основным механизмом его поступления [22]. Несмотря на это, к настоящему времени научных публикаций по микропластику в атмосфере насчитывается всего около двадцати [21], причем подавляющее их большинство касается определения содержания микропластика в атмосфере, что не позволяет количественно охарактеризовать масштабы его выпадения на поверхность земли. Возможно, эту проблему можно решить, изучая атмосферные осадки, так как справедливо считается, что именно атмосферные осадки очищают атмосферу от различных аэрозолей [23, 24], причем наиболее эффективно процесс вымывания осуществляется твердыми атмосферными осадками [24]. Следовательно, наиболее эффективным методическим решением в определении масштабов поступления полимерных частиц из атмосферы является определение количества полимерных частиц, выпадающих на единицу земной поверхности с твердыми атмосферными осадками. Но именно таких исследований в мировой литературе единицы, и все они носят точечный характер. Объем научных трудов российских ученых, посвященных полимерным частицам в Баренцевоморском регионе, невелик (по сравнению с Балтийским морем), обзор опубликованных работ представлен в статье [9]. Все работы посвящены изучению количества полимерных частиц в водной толще Баренцева моря и в прибрежных отложениях архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Исследований количества полимерных частиц в твердых атмосферных осадках в Российском секторе Арктики до настоящего времени не проводилось, между тем они особенно целесообразны в высокоширотных районах Кольского полуострова, где выпадение твердых атмосферных осадков происходит 180–200 дней в году [25].

При несомненной актуальности проблемы, пожалуй, основная трудность ее решения — отсутствие единого методологического подхода и методической базы. В первую очередь это касается определения размерных фракций полимерных частиц. В большинстве исследований минимальный размер фрагментов определяется ограничениями используемых методик (11 мкм в [15], 50 мкм в [26], 200 мкм в [27]), что естественным образом влияет на получаемые результаты, весьма затрудняя их сравнительный анализ. Также существует сложность в идентификации микропластика в пробах. Широко используемые для этого методы определения химического состава полимерных частиц (спектрометрические, газовой хроматографии, спектроскопические и др.), хотя и являются наиболее достоверными, имеют ряд своих ограничений. Помимо аналитических, одним из базовых методов является световая микроскопия, применяемая для визуальной идентификации полимерных частиц на макроразмерной шкале [28, 29]. В 2010 г. был предложен метод окраски микропластика раствором Нильского красного с дальнейшим анализом проб под эпифлуоресцентным микроскопом [30]. Данный метод до настоящего времени не потерял актуальности и используется в исследованиях подобного рода [31–34], с последующим контролем части выборки другими методами.

Цель настоящей работы — определить количество полимерных частиц, поступающих на поверхность земли с твердыми атмосферными осадками в северо-западной части Кольского полуострова в холодный период года.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились в северо-западной части Кольского полуострова от нижнего течения р. Вороньей (каскад Серебрянских ГЭС) на востоке до устья р. Лотты (Верхнегуломское водохранилище) на западе, от истоков р. Колы (правые притоки р. Орловки и р. Валмы) до устья р. Кицы на юге и в окрестности г. Мур-

манска. Ранее в северо-западной части Кольского полуострова по концентрации нерастворимых частиц в твердых атмосферных осадках нами были выделены фоновые районы, а также импактный район [35].

Импактный район включает в себя г. Мурманск, ближайшие к нему населенные пункты, транспортные узлы (морские, железнодорожные и автомобильные), ТЭЦ, аэропорт. Фоновые районы — это единые природные ландшафтные комплексы, расположенные на различных орогидрографических участках северо-западной части Кольского полуострова: восточный район объединяет тундры и лесотундры, расположенные к востоку от Кольского залива и парагенетически связанные с восточной частью Мурманского массива гранитоидов; западный район расположен к западу от южного колена Кольского залива в ландшафтах северной тайги, парагенетически приуроченных к Центрально-Кольскому тектоническому блоку; южный район расположен к югу от г. Мурманска в ландшафтах северной тайги, парагенетически связанных с восточной частью Лапландско-Сальнотундровой тектонической зоны (рис. 1) [25, 35].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В зимний период 2020/21 г. (с декабря 2020 г. по апрель 2021 г.) проведены исследования твердых атмосферных осадков, выпадавших на северо-западе Кольского полуострова, пробы ежемесячно отбирались на 13 станциях (см. рис. 1, табл. 1). Для определения потока частиц на дневную поверхность земли было отобрано 117 проб



Рис. 1. Схема района работ. Кружками показаны станции отбора проб свежеснега, нумерация соответствует таблице 1

Fig. 1. Scheme of the work area. The circles show the sampling stations for freshly fallen snow, the numbering corresponds to table 1

($n = 117$) свежевыпавшего снега (не менее двух проб на каждой станции за один снегопад). Для определения концентрации полимерных частиц в талой снеговой воде параллельные пробы, отобранные на одной станции, усреднялись.

Исследования проводились в безветренную погоду (скорость ветра < 5 м/с), чтобы исключить ветровое загрязнение снежного покрова полимерами, отбирался только свежевыпавший снег. Отбор проб осуществлялся вдоль трех автомобильных магистралей: Мурманск–Серебрянская ГЭС (до пос. Туманный на востоке), Мурманск–Лотта (до устья р. Лотты на западе) и Мурманск–Санкт-Петербург (до 1315-го км на юге). Про-

Таблица 1

Станции отбора твердых атмосферных осадков

Table 1

Stations for sampling of solid atmospheric precipitation

№ п/п	Станции наблюдения	Северная широта	Восточная долгота
<i>Южный район</i>			
1	1315-й км трассы «Кола»	68°17,344'	33°28,436'
2	устье р. Кицы	68°38,016'	33°17,940'
<i>Восточный район</i>			
3	нижнее течение р. Вороньей	68°49,057'	35°33,747'
4	нижнее течение р. Эйч	68°48,754'	35°21,172'
5	нижнее течение р. Териберки	68°53,470'	34°21,251'
6	нижнее течение р. Канинтъявр	68°52,446'	34°12,130'
<i>Западный район</i>			
7	нижнее течение р. Пак	68°46,588'	32°21,606'
8	55-й км трассы «Лотта»	68°40,714'	31°54,635'
9	90-й км трассы «Лотта»	68°41,828'	31°22,771'
10	120-й км трассы «Лотта»	68°43,110'	30°39,401'
<i>г. Мурманск и его окрестности</i>			
11	г. Мурманск	68°56,549'	33°03,357'
12	устье р. Туломы	68°48,036'	32°34,239'
13	нижнее течение ручья Кильдинский	68°53,248'	33°17,835'

бы свежевыпавшего снега отбирались на расстоянии более 500 м от автомобильных дорог, против ветра (данное расстояние принято при исследовании снежного покрова, так как обеспечивает отсутствие какого-либо загрязнения снега движущимся автотранспортом [24, 35]). Отбор проб производился чистым пробоотборником из пищевой нержавеющей стали в тщательно промытые дистиллированной водой стеклянные емкости с притертыми крышками объемом 1,0–2,0 л. Чтобы исключить попадание уплотненного снега, в первую очередь определялась мощность свежевыпавшего снега методом вдавливания металлического кольца, затем отбирался верхний слой снега толщиной не более 3 мм, с постоянным визуальным контролем отбираемого материала [35]. Всегда фиксировалась площадь отбора проб снега с точностью до 1 см².

Все реактивы (включая дистиллированную воду) предварительно были профильтрованы через ядерные фильтры. Использовалась только стеклянная и металлическая химическая посуда, тщательно вымытая профильтрованной дистиллированной водой. В лаборатории пробы снега подготавливались к фильтрации методом плавления в закрытых емкостях (чтобы исключить испарение талой воды) при комнатной температуре [24, 35]. Затем пробы талой снеговой воды фильтровали под вакуумом (при разрежении не более 0,2 атмосфер) в стеклянных фильтрационных насадках через специально подготовленные ядерные фильтры.

Для учета нерастворимых полимерных волокон ядерные фильтры (диаметр пор 0,45 мкм) предварительно протравливали в 3 % соляной кислоте в течение 3 суток с последующей промывкой дистиллированной водой, далее фильтры сушились в термостате при температуре 60 °С в эксикаторе [24, 35]. Непосредственно после фильтрации фильтры просматривались в чистой аналитической лаборатории под бинокулярным микроскопом МБС-10 при увеличениях 10–40×.

Для изучения микропластика использовались черные ядерные фильтры диаметром 2,2 см (диаметр пор 0,9 мкм), предварительно промытые несколькими порциями профильтрованной дистиллированной воды. Процесс фильтрации проб осуществлялся в стеклянных фильтрационных воронках под вакуумом. Непосредственно после его окончания в тех же воронках фильтры окрашивали раствором Нильского красного в *n*-гексане в течение 30 минут [33], после чего промывали раствором *n*-гексана и дистиллированной водой и заключали в иммерсионное масло на предметных стеклах. Далее препараты анализировали под эпифлуоресцентным микроскопом Carl Zeiss AxioImager D1 при увеличениях 50–100×. Все окрасившиеся волокна, а также фрагменты с максимальным размером более 100 мкм учитывались на всей площади фильтра, промеры каждой частицы проводились индивидуально. Фрагменты размером от 10 до 100 мкм учитывались по 9 размерным категориям с шагом в 10 мкм. Минимальный размер и шаг между размерными категориями были приняты в соответствии с ценой деления окуляр-микрометра. Частицы, которые нельзя было с уверенностью отнести к полимерам, при подсчете не учитывались.

При работе в лаборатории постоянно осуществлялся контроль чистоты используемой посуды, реактивов и фильтров.

Граничным значением для разделения микро- и макропластика нами было принято 1000 мкм, аналогично значению, предложенному в качестве одного из вариантов в работе [36].

Расчет потока полимерных частиц на поверхность земли проводился следующим образом: вначале определялось общее количество полимерных частиц в толще свежеснежного покрова, исходя из количества частиц в отобранном слое снега и мощности слоя свежеснежного покрова на каждой станции наблюдения. При этом вводилось допущение, что частицы распределялись равномерно по всему слою. Затем полученное количество частиц относилось к площади отбора свежеснежного покрова (площадь отбора изменялась в зависимости от плотности снега и составляла 3–6 м²). В заключение все пробы, отобранные в одном районе за один снежный покров, усреднялись. В результате было получено 48 измерений ($n = 48$).

КОНЦЕНТРАЦИЯ НЕРАСТВОРИМЫХ ЧАСТИЦ В СВЕЖЕСНЕЖНОМ СЛОЕ

Концентрация твердых нерастворимых частиц в свежеснежном слое на северо-западе Кольского полуострова (декабрь 2020 г. — апрель 2021 г.) изменялась от 1,86 до 7,91 мг/л (в среднем $3,90 \pm 0,20$ мг/л, $n = 48$) (табл. 2), что полностью соответствует фоновому содержанию нерастворимых частиц в свежеснежном слое для северо-запада Кольского полуострова [35]. Во всех фоновых районах региона средние концентрации нерастворимых частиц за период наблюдений были сопоставимы между собой и не имели достоверных отличий (см. табл. 2). В импактном районе г. Мурманск концентрация нерастворимых частиц изменялась от 3,67 до 26,7 мг/л, в среднем — $5,86 \pm 0,42$ мг/л ($n = 17$), что в 1,5 раза больше, чем в сопредельных фоновых районах. В целом наблюдалось небольшое увеличение

Таблица 2

Количество полимерных частиц в свежес выпавшем снеге в 2020–2021 гг.

Table 2

Number of polymer particles in freshly fallen snow in 2020–2021

Месяцы	Концентрация нерастворимых частиц, мг/л	Количество полимерных волокон, л ⁻¹		Количество полимерных фрагментов, л ⁻¹
		длина >1 мм	длина <1 мм	
Декабрь 2020 г.	3,68 ± 0,25	57 ± 8	331 ± 97	3433 ± 1074
Январь 2021 г.	3,41 ± 0,17	62 ± 8	330 ± 52	4662 ± 1652
Февраль 2021 г.	4,01 ± 0,59	49 ± 11	1435 ± 416	9243 ± 2510
Март 2021 г.	4,08 ± 0,33	34 ± 7	772 ± 206	5413 ± 994
Апрель 2021 г.	4,93 ± 0,95	25 ± 15	491 ± 54	10913 ± 5295
Районы	Концентрация нерастворимых частиц, мг/л	Количество полимерных волокон, л ⁻¹		Количество полимерных фрагментов, л ⁻¹
		длина >1 мм	длина <1 мм	
Южный	3,56 ± 0,33	54 ± 9	592 ± 98	3667 ± 1171
Западный	3,35 ± 0,19	61 ± 9	944 ± 427	3609 ± 751
Восточный	3,19 ± 0,20	50 ± 10	703 ± 208	8239 ± 2668
г. Мурманск и его окрестности	5,86 ± 0,42	29 ± 4	638 ± 134	7766 ± 1401

концентрации аэрозольного вещества в твердых атмосферных осадках с декабря по апрель (см. табл. 2).

В составе нерастворимых частиц из твердых атмосферных осадков постоянно присутствовали волокна и фрагменты различных полимеров. Полимерные волокна длиной более 1 мм (далее в тексте макроволокон) встречались всех цветов (в том числе бесцветные и прозрачные), их длина достигала 7 см (в среднем $3 \pm 0,3$ см, $n = 1350$). Средняя длина волокон, не превышающих 1000 мкм (далее в тексте микроволокон), составляла 757 ± 34 мкм (медиана 738, мода 779, $n = 3400$). Толщина всех волокон изменялась от 5 до 20 мкм (в среднем $16 \pm 0,3$ мкм, $n = 4750$). Среднее количество макроволокон — 48 ± 5 нитей в литре талой снеговой воды (л⁻¹), среднее количество микроволокон — 735 ± 43 (л⁻¹) ($n = 48$). Следовательно, количество макроволокон в литре талой снеговой воды почти в 20 раз меньше, чем количество микроволокон (см. табл. 2). Аномально большое количество полимерных волокон в твердых атмосферных осадках наблюдалось в февральские снегопады 2021 г. (в западном районе, см. табл. 2). В декабрьские и январские снегопады количество полимерных волокон в твердых атмосферных осадках было минимально. В целом с февраля по апрель количество полимерных волокон в твердых атмосферных осадках уменьшалось (см. табл. 2).

Обращает на себя внимание, что в г. Мурманске и его окрестностях количество полимерных волокон в твердых атмосферных осадках небольшое, а макроволокон в 1,5–2 раза меньше, чем в фоновых районах (см. табл. 2). Это может свидетельствовать о том, что городская инфраструктура не является поставщиком полимерных волокон в атмосферу.

Средний размер полимерных фрагментов 62 ± 2 мкм (медиана 59 мкм, мода 64 мкм, $n = 31000$), но они могут достигать 700 мкм. Количество полимерных фрагментов в литре талой снеговой воды в среднем составляло 5890 ± 884 л⁻¹, что почти на порядок больше, чем количество полимерных волокон. Максимальное количество полимерных фрагментов в твердых атмосферных осадках наблюдалось в февральские и апрельские снегопады. Количество полимерных фрагментов

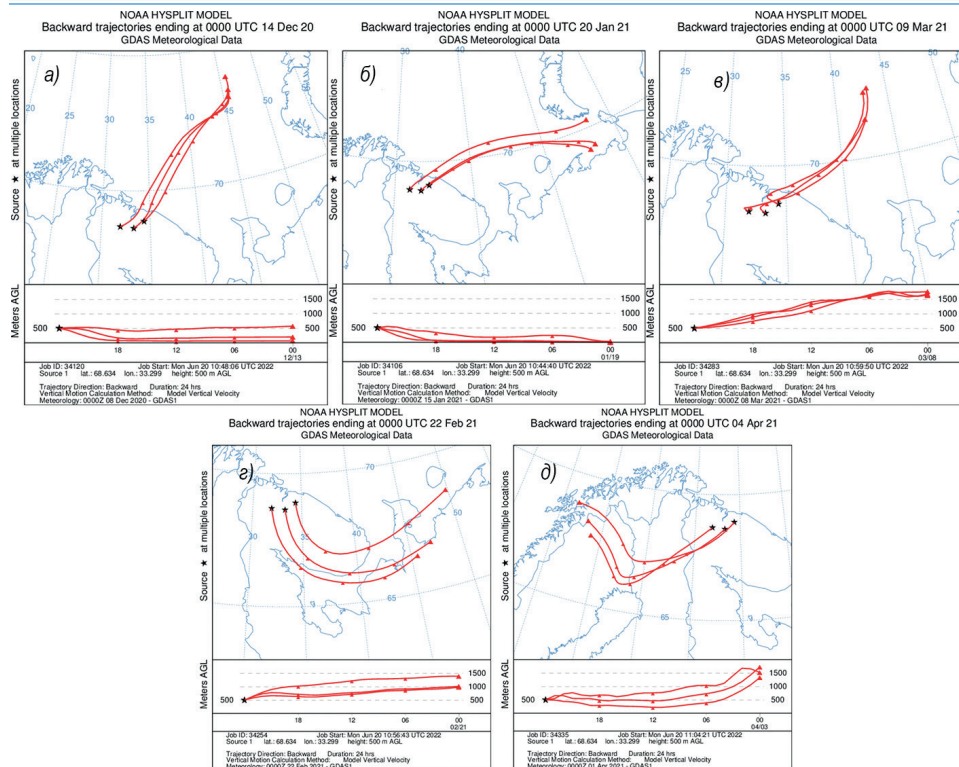


Рис. 2. Обратные траектории поступления воздушных масс, приносивших твердые атмосферные осадки на северо-запад Кольского полуострова, рассчитанные по программе NOAA HYSPLIT MODEL.

а) — декабрь 2020 г., б) — январь 2021 г., в) — март 2021 г., г) — февраль 2021 г., д) — апрель 2021 г.

Fig. 2. Reverse trajectories of air masses that brought solid atmospheric precipitation to the northwest of the Kola Peninsula, calculated using the NOAA HYSPLIT MODEL program.

а) — December 2020, б) — January 2021, в) — March 2021, г) — February 2021, д) — April 2021

в твердых атмосферных осадках, выпадавших в западном и южном районе, было в два раза меньше, чем в восточной части территории (включая г. Мурманск и его окрестности, см. табл. 2).

Максимальное количество полимерных частиц в твердых атмосферных осадках ($>10000 \text{ л}^{-1}$) наблюдались в февральские и апрельские снегопады, когда воздушные массы поступали с суши (рис. 2г, д). В феврале 2021 г. воздушные массы поступали с востока — через горло Белого моря и Кандалакшское побережье, в апреле 2021 г. — с юго-запада через вершину Ботнического залива и центральную Лапландию.

В декабре 2020 г., январе и марте 2021 г. воздушные массы, поступавшие со стороны Баренцева моря (см. рис. 2а, б, в), приносили твердые атмосферные осадки с меньшим количеством нерастворимых аэрозолей (в том числе различных полимерных частиц). При этом в марте 2021 г. воздушные массы, поступившие со стороны Баренцева моря, более суток находились над северо-западом Кольского полуострова, чем могут объясняться более высокие концентрации в твердых атмосферных осадках нерастворимых аэрозолей, в том числе и полимерных частиц (см. табл. 2).

ПОТОК НЕРАСТВОРИМЫХ ЧАСТИЦ С ТВЕРДЫМИ АТМОСФЕРНЫМИ ОСАДКАМИ

Суммарный поток твердых аэрозолей в период наблюдения на северо-западе Кольского полуострова не превышал $5 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за снегопад, в среднем — $2,26 \pm 0,11 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$. Поток нерастворимых частиц в фоновых районах в среднем составлял $1,85 \pm 0,08 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ за снегопад ($n = 66$), изменяясь от 0,84 до $4,05 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$. В г. Мурманске и его окрестностях поток аэрозольных частиц был в два раза больше, чем в фоновых районах, и в среднем составлял $3,62 \pm 0,42 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$ ($n = 34$), изменяясь от 1,67 до $11,1 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-2}$.

В состав нерастворимых аэрозолей, выпадавших на поверхность земли, входили полимерные частицы, поток которых изменялся от 165 до 3550 м^{-2} , в среднем $796 \pm 119 \text{ м}^{-2}$ ($n = 117$) за один снегопад (макроволокна — $24 \pm 2 \text{ м}^{-2}$, микроволокна — $70 \pm 16 \text{ м}^{-2}$, полимерные фрагменты — $678 \pm 98 \text{ м}^{-2}$).

В фоновых районах значение потока полимерных частиц с твердыми атмосферными осадками за один снегопад изменялось от 100 до 2250 м^{-2} , в среднем составляя $610 \pm 89 \text{ м}^{-2}$ ($n = 79$). В г. Мурманске и его окрестностях значения потока полимерных частиц изменялись в более широком диапазоне: от 225 до 3300 м^{-2} , в среднем — $1010 \pm 114 \text{ м}^{-2}$ ($n = 38$). Везде в составе полимерных частиц преобладали полимерные фрагменты, доля которых не опускалась ниже 54 % (достигая 97 % в отдельные снегопады), в среднем составляя $87 \pm 2 \%$ (в фоновых районах — $85 \pm 3 \%$, в г. Мурманске и окрестностях — $90 \pm 2 \%$).

Таблица 3

Поток полимерных частиц с твердыми атмосферными осадками в 2020–2021 гг.

Table 3

Flux of polymer particles with solid atmospheric precipitation in 2020–2021

Месяцы	Поток нерастворимых частиц, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$	Поток полимерных волокон, м^{-2}		Поток полимерных фрагментов, м^{-2}
		длина $>1 \text{ мм}$	длина $<1 \text{ мм}$	
Декабрь 2020 г.	$2,11 \pm 0,07$	31 ± 2	41 ± 9	466 ± 166
Январь 2021 г.	$1,90 \pm 0,20$	29 ± 4	35 ± 3	463 ± 145
Февраль 2021 г.	$2,15 \pm 0,24$	24 ± 5	148 ± 53	779 ± 170
Март 2021 г.	$2,46 \pm 0,20$	17 ± 3	87 ± 20	633 ± 98
Апрель 2021 г.	$3,35 \pm 0,41$	15 ± 2	101 ± 19	2139 ± 903
Районы	Поток нерастворимых частиц, $\text{мг} \cdot \text{м}^{-2}$	Поток полимерных волокон, м^{-2}		Поток полимерных фрагментов, м^{-2}
		длина $>1 \text{ мм}$	длина $<1 \text{ мм}$	
Южный	$2,09 \pm 0,12$	31 ± 5	57 ± 11	327 ± 75
Западный	$1,77 \pm 0,06$	31 ± 4	76 ± 9	544 ± 61
Восточный	$1,72 \pm 0,16$	20 ± 4	59 ± 14	687 ± 96
г. Мурманск и его окрестности	$3,62 \pm 0,42$	16 ± 2	75 ± 14	926 ± 110

В целом с декабря 2020 г. по апрель 2021 г. поступление нерастворимых аэрозолей на поверхность земли увеличивалось (табл. 3), а поступление полимерных макроволокон уменьшалось. Аномально большое поступление на поверхность земли полимерных волокон произошло в февральские снегопады 2021 г. (более 170 м^{-2}), в декабрьские и январские снегопады количество поступающих полимерных волокон в 1,5–2 раза меньше, чем в другие зимние месяцы (см. табл. 3).

Резко аномальным был апрель 2021 г. когда на один м^2 поверхности земли поступало более 2200 полимерных частиц (из них 95 % составляли фрагменты), в другие зимние месяцы количество поступающих на поверхность земли полимерных частиц не превышало 1000 м^{-2} (при этом достоверных отличий не было, см. табл. 3).

Если в фоновых районах на поверхность земли поступление полимерных макроволокон было больше, чем это наблюдалось в г. Мурманске и его окрестностях, то полимерных фрагментов в городской инфраструктуре выпадало в 1,5–3 раза больше, чем в фоновых районах северо-запада Кольского полуострова.

В целом если в г. Мурманске и его окрестностях за один снегопад на один м² поверхности земли в среднем выпадало более 1000 полимерных частиц, то в фоновых районах на единицу площади их поступало в среднем на 30 % меньше.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Опираясь на полученные данные и известное количество снегопадов в регионе (табл. 4), можно оценить общее количество полимерных частиц, поступающих на поверхность земли с твердыми атмосферными осадками. Так, на северо-западе Кольского полуострова холодная часть года, в течение которой преимущественно выпадают твердые атмосферные осадки, начинается во второй декаде октября и заканчивается в первой декаде мая [25]. Первый снег в 2020 г. выпал 14 октября (отмечался по всему региону), последний — 28–29 мая 2021 г. Продолжительность снежного сезона составила 226–227 суток. За 5 месяцев (декабрь–апрель 2020–2021 гг.) на северо-западе Кольского полуострова в среднем наблюдалось 69 ± 3 снегопадов ($n = 600$), в фоновых районах — 74 ± 3 ($n = 450$), в импактном районе — 65 ± 1 ($n = 150$). Наибольшее количество снегопадов произошло в январе 2021 г., наименьшее — в декабре 2020 г. и апреле 2021 г. (см. табл. 4).

Исходя из полученных данных, можно с уверенностью утверждать, что за 5 месяцев на один км² северо-запада Кольского полуострова поступало от 4 до 36 млрд полимерных частиц, в среднем $12,7 \pm 3,2$ млрд на один км² ($n = 117$). Следовательно, на изученную часть северо-запада Кольского полуострова поступление полимерных частиц с твердыми атмосферными осадками за зимний сезон 2020/21 г. можно оценить в сотни триллионов частиц ($300\text{--}400 \cdot 10^{12}$ частиц). Из них 79–91 % — это полимерные фрагменты, 7–14 % — полимерные макроволокна, на долю полимерных макроволокон приходится около 4 %.

Как уже было отмечено выше, работ по микропластику в снежном покрове в мировой литературе недостаточное количество. Единственная до настоящего времени работа, в которой приведены фоновые значения концентрации микропластика в снежном покрове Арктики, принадлежит М. Bergmann с соавторами [15]. В ней представлены данные по содержанию микропластика в снежном покрове различных географических районов Европы и Арктики (исследовался снежный покров дрейфующих льдин в проливе Фрама, на ледниках архипелага Шпицберген, на о. Хельголанд, в Альпах и в окрестностях г. Бремена). При исследовании использовался метод FTIR (инфракрасная спектроскопия с преобразованием Фурье), нижний предел определения полимерных частиц составлял 11 мкм. Во всех проанализированных пробах

Таблица 4

Количество снегопадов на северо-западе Кольского полуострова

Table 4

Number of snowfalls in the northwest of the Kola Peninsula					
Месяц	Декабрь 2020 г.	Январь 2021 г.	Февраль 2021 г.	Март 2021 г.	Апрель 2021 г.
Среднее	12 ± 2	18 ± 3	13 ± 2	14 ± 2	12 ± 2
Диапазон	7–17	11–20	6–17	7–17	10–16

были обнаружены полимерные фрагменты (диаметром <100 мкм) и волокна (длиной от 63 мкм до 14 мм). По приведенным данным, в снежном покрове Арктики среднее количество микропластика составляло $1,76 \pm 1,58 \cdot 10^3 \text{ л}^{-1}$, что на порядок меньше, чем на острове Хельголанд ($17,6 \cdot 10^3 \text{ л}^{-1}$), в проливе Фрама ($14,4 \cdot 10^3 \text{ л}^{-1}$) и в снежном покрове Европы ($24,6 \pm 18,6 \cdot 10^3 \text{ л}^{-1}$). Максимальные концентрации микропластика были зафиксированы в Баварских Альпах ($154 \cdot 10^3 \text{ л}^{-1}$). В работе обоснована связь концентрации микропластика с направлением переноса воздушных масс и проведена оценка потока полимерных частиц на поверхность земли. По полученным данным и годовому выпадению твердых атмосферных осадков поток полимерных частиц на поверхность земли составил: высокогорные районы Альп — $66 \pm 60 \text{ м}^{-2}$, пролив Фрама — $8,8 \pm 7,9 \text{ м}^{-2}$, архипелаг Шпицберген — $1,4 \pm 0,4 \text{ м}^{-2}$.

Необходимо отметить ряд работ по содержанию микропластика в высокогорных областях, свидетельствующих о воздушном переносе полимерных частиц. В апреле-мае 2019 г. на горе Эверест (высота отбора проб более 8000 м н. у. м.) количество частиц микропластика в снегу варьировало от 3 до 119 л^{-1} , в среднем $30 \pm 11 \text{ л}^{-1}$ (размер от 36 до 3800 мкм [19]). В снежном покрове Тибетского плато (высота отбора проб 5776 м н. у. м.) — 22 л^{-1} (размер от 10 до 5000 мкм [18]). В сентябре 2019 г. в итальянских Альпах — $2,32 \pm 0,96$ (средний размер 339 ± 103 мкм, от 50 до 1910 мкм) [17]. В Пиренейских горах в течение 5 месяцев отбирали пробы снега на двух станциях раз в месяц [22]. В пробах присутствовали частицы микропластика, среди которых преобладали фрагменты размером <50 мкм и волокна длиной 100–300 мкм. Поток полимерных частиц в среднем составлял 365 м^{-2} в день (фрагментов 249 м^{-2} , волокон 44 м^{-2}) [22].

Есть отдельные данные по потокам полимерных частиц в крупных городах. В г. Париже суточное поступление микропластика с атмосферными осадками (все виды осадков) оценивается в $2,1\text{--}355,4 \text{ м}^{-2}$ (10 % фрагменты, 90 % волокна, размер 200–1400 мкм [37]). В г. Гамбурге — $136,5\text{--}512 \text{ м}^{-2}$ (90 % фрагменты, 10 % волокна, размер 63–300 мкм [38]). В г. Дунгуане — $175\text{--}313 \text{ м}^{-2}$ (80 % волокна, размер 200–700 мкм [27]).

Необходимо еще раз отметить, что при отсутствии единого методологического подхода и методической базы сравнение литературных данных как между собой, так и с нашими результатами следует проводить очень аккуратно, на данный момент оно представляется нецелесообразным.

ВЫВОДЫ

Количество полимерных волокон в свежеснеговом снеге на северо-западе Кольского полуострова в большинстве случаев небольшое, что свидетельствует об отсутствии существенного загрязнения полимерными волокнами снежного покрова исследуемого района. Так, количество полимерных волокон в талой снеговой воде на северо-западе Кольского полуострова в среднем составляло $783 \pm 48 \text{ л}^{-1}$ ($n = 48$). В составе полимерных волокон резко преобладали микроволокна, количество которых в среднем составляло $735 \pm 43 \text{ л}^{-1}$ ($n = 48$). Концентрация полимерных фрагментов была в среднем $5890 \pm 884 \text{ л}^{-1}$ ($n = 48$), что в 8 раз больше, чем количество полимерных волокон.

Данные о потоках полимерных частиц на поверхность земли с твердыми атмосферными осадками на северо-западе Кольского полуострова получены впервые.

Выделим главное:

1. Поток полимерных частиц со свежеснегосильным снегом в среднем составлял $796 \pm 119 \text{ м}^{-2}$ за снегопад ($n = 48$), из них полимерных макроволокон — $24 \pm 2 \text{ м}^{-2}$ ($n = 48$), полимерных микроволокон — $70 \pm 16 \text{ км}^{-2}$ ($n = 48$), полимерных гранул — $678 \pm 98 \text{ м}^{-2}$ ($n = 48$).

2. За холодный период года поступление полимерных частиц на поверхность земли северо-запада Кольского полуострова в среднем составляло $12,7 \pm 3,2$ млрд на км^2 ($n = 117$), что дает основание оценить общее поступление полимерных частиц с твердыми атмосферными осадками на исследованную часть региона в 300–400 триллионов.

Если используемые в быту и в промышленности различные полимеры сами по себе являются экологически нейтральными (в большинстве случаев), то полимерные микрочастицы (возможно, только субколлоидного размера), попадая в водную среду, могут представлять угрозу из-за своих гидрофильных и гидрофобных свойств, так как на поверхности микронных и субмикронных частиц не просто накапливаются различные вещества (в том числе и поллютанты), но и происходит образование связей с химическими соединениями, опасными для жизнедеятельности биологических объектов.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания ММБИ РАН (номер госрегистрации 121091600105-4 (16.09.2021), ГЗ — FMEE-2021-0029 (0188-2021-0029)).

Competing interests. The authors declare the absence of competing interests.

Funding. The study was carried out within the framework of the state task of the Murmansk marine biological institute RAS (registration number 121091600105-4 (16.09.2021), ГЗ — FMEE-2021-0029 (0188-2021-0029)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Plastics Europe, 2021. Plastics-the facts 2021: An analysis of European plastics production, demand and waste data. URL: <https://plasticseurope.org/knowledge-hub/plastics-the-facts-2021/> (дата посещения 05.07.2022).
2. Carpenter E.J., Smith K.L.Jr. Plastics on the Sargasso sea surface // Science. 1972. V. 175. P. 1240–1241. Doi: 10.1126/science.175.4027.1240. PMID: 5061243.
3. Kershaw P.J. Marine plastic debris and microplastics global lessons and research to inspire action and guide policy change. Nairobi: United Nations Environment Programme, 2016. 192 p.
4. Alimi O.S., Budarz J., Hernandez L.M., Tufenkji N. Microplastics and nanoplastics in aquatic environments: Aggregation, deposition, and enhanced contaminant transport // Environmental Science and Technology. 2018. V. 52. P. 1704–1724.
5. Wright S.L., Thompson R.C., Galloway T.S. The physical impacts of microplastics on marine organisms: a review // Environmental Pollution. 2013. V. 178. P. 483–492.
6. Galloway T.S. Micro- and Nano-plastics and Human Health // Bergmann M., Gutow L., Klages M. (eds). Marine Anthropogenic Litter. Berlin: Springer, 2015. P. 343–367. https://doi.org/10.1007/978-3-319-16510-3_13.
7. Thompson R.C., Olsen Y., Mitchell R.P., Davis A., Rowland S.J., John A.W.G., McGonigle D., Russell A.E. Lost at Sea: Where Is All the Plastic? // Science. 2004. V. 304 (5672). P. 838–838. doi:10.1126/science.1094559.
8. GESAMP. Sources, fate and effects of microplastics in the marine environment: a global assessment (Kershaw P.J., ed.). (IMO/FAO/UNESCO-IOC/UNIDO/WMO/IAEA/UN/UNEP/UNDP Joint Group of Experts on the Scientific Aspects of Marine Environmental Protection). Rep. Stud. GESAMP. 2015. № 90. 96 p.

9. Bagaev A., Esiukova E., Litvinyuk D., Chubarenko I., Veerasingam S., Venkatachalapathy R., Verzhetskaya L. Investigations of plastic contamination of seawater, marine and coastal sediments in the Russian seas: a review // *Environmental Science and Pollution Research*. 2021. V. 28. № 25. P. 32264–32281. <https://doi.org/10.1007/s11356-021-14183-z>.
10. Bergmann M., Wirzberger V., Krumpen T., Lorenz C., Primpke S., Tekman M.B., Gerdt G. High quantities of microplastic in Arctic deep-sea sediments from the HAUSGARTEN Observatory // *Environmental Science and Technology*. 2017. V. 51. P. 11000–11010.
11. Поздняков Ш.Р., Иванова Е.В., Гусева А.В., Шалунова Е.П., Мартинсон К.Д., Тихонова Д.А. Исследование содержания частиц микропластика в воде, донных отложениях и грунтах прибрежной территории Невской губы Финского залива // *Водные ресурсы*. 2020. Т. 47. № 4. С. 1–9. doi: 10.31857/S0321059620040148.
12. Li J., Liu H.J.P., Chen J.P. Microplastics in freshwater systems: A review on occurrence, environmental effects, and methods for microplastics detection // *Water Research*. 2018. V. 137. P. 362–374.
13. Kim Y.N., Yoon J.-H., Kim K.-H. Microplastic contamination in soil environment — a review // *Soil Science Annual*. 2020. V. 71. P. 300–308. <https://doi.org/10.37501/soilsa/131646>.
14. Bianco A., Passananti M. Atmospheric Micro and Nanoplastics: An Enormous Microscopic Problem // *Sustainability*. 2020. V. 12. № 18. P. 7327.
15. Bergmann M., Mützel S., Primpke S., Tekman M.B., Trachsel J., Gerdt G. White and wonderful? Microplastics prevail in snow from the Alps to the Arctic // *Science Advances*. 2019. V. 5. (8), eaax1157. URL: <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax1157> (дата посещения 05.07.2022).
16. Peeken I., Primpke S., Beyer B., Gutermann J., Katlein C., Krumpen T., Bergmann M., Hehemann L., Gerdt G. Arctic sea ice is an important temporal sink and means of transport for microplastic // *Nature Communications*. 2018. V. 9. P. 1505.
17. Parolini M., Antonioli D., Borgogno F., Gibellino M.C., Fresta J., Albonico C., De Felice B., Canuto S., Concedi D., Romani A., Rosio E., Gianotti V., Laus M., Ambrosini R., Cavallo R. Microplastic Contamination in Snow from Western Italian Alps // *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2021. V. 18. P. 768. <https://doi.org/10.3390/ijerph18020768>.
18. Zhang Y., Gao T., Kang S., Allen S., Luo X., Allen D. Microplastics in glaciers of the Tibetan Plateau: Evidence for the long-range transport of microplastics // *Science of the Total Environment*. 2021. V. 758. P. 143634.
19. Napper I.E., Davies B.F.R., Clifford H., Elvin S., Koldewey H.J., Mayewski P.A., Miner K.R., Potocki M., Elmore A.C., Gajurel A.P., Thompson R.C. Reaching new heights in plastic pollution — preliminary findings of microplastics on Mount Everest // *One Earth*. 2020. V. 3. P. 621–630. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2020.10.020>
20. Walle H.J., Griffiths C.M., Waluda S.E., Thorpe I., Loaiza B., Moreno C.O., Pachterres K.A., Hughes C.L. Microplastics in the Antarctic marine system: An emerging area of research // *Science of the Total Environment*. 2017. V. 598. P. 220–227.
21. Can-Güven E. Microplastics as emerging atmospheric pollutants: a review and bibliometric analysis // *Air Quality, Atmosphere & Health*. 2020. V. 14. P. 203–215. <https://doi.org/10.1007/s11869-020-00926-3>.
22. Allen S., Allen D., Phoenix V.R., Le Roux G., Jiménez P.D., Simonneau A., Binet S., Galop D. Atmospheric transport and deposition of microplastics in a remote mountain catchment // *Nature Geoscience*. 2019. V. 12. P. 339–344.
23. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
24. Шевченко В.П., Лисицын А.П., Штайн Р., Горюнова Н.В., Ключевкин А.А., Кравчишина М.Д., Кривс М., Новигацкий А.Н., Соколов В.Т., Филиппов А.С., Хаас Х. Распределение и состав нерастворимых частиц в снеге Арктики // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. № 75. С. 106–118.
25. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2014. 226 с.
26. Dris R., Gasperi J., Saad M., Mirande-Bret C., Tassin B. Synthetic fibers in atmospheric fallout: a source of microplastics in the environment? // *Marine Pollution Bulletin*. 2016. V. 104. P. 290–293.

27. Cai L., Wang J., Peng J., Tan Z., Zhan Z., Tan X., Chen Q. Characteristic of microplastics in the atmospheric fallout from Dongguan city, China: preliminary research and first evidence // *Environmental Science and Pollution Research*. 2017. V. 24. P. 24928–24935.
28. Hengstmann E., Fischer E.K. Nile red staining in microplastic analysis — proposal for a reliable and fast identification approach for large microplastics // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2019. V. 191. P. 612. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7786-4>.
29. Nel H.A., Chetwynd A.J., Kelleher L., Lynch I., Mansfield I., Margenat H., Onoja S., Oppenheimer P.G., Smith G.H.S., Krause S. Detection limits are central to improve reporting standards when using Nile red for microplastic quantification // *Chemosphere*. 2021. V. 263. P. 127953.
30. Andrady A.L. Microplastics in the marine environment // *Marine Pollution Bulletin*. 2011. V. 62. P. 1596–1605.
31. Erni-Cassola G., Gibson M.I., Thompson R.C., Christie-Oleza J.A. Lost, but Found with Nile Red: A Novel Method for Detecting and Quantifying Small Microplastics (1mm to 20µm) in Environmental Samples // *Environmental Science & Technology*. 2017. V. 51. P. 13641–13648. <https://doi.org/10.1021/acs.est.7b04512>.
32. Maes T., Jessop R., Wellner N., Haupt K., Mayes A.G. A rapid-screening approach to detect and quantify microplastics based on fluorescent tagging with Nile Red // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 44501. <https://doi.org/10.1038/srep44501>.
33. Shim W.J., Song Y.K., Hong S.H., Jang M. Identification and quantification of microplastics using Nile Red staining // *Marine Pollution Bulletin*. 2016. V. 113. P. 469–476. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.10.049>.
34. Tamminga M., Hengstmann E., Fischer E.K. Nile red staining as a subsidiary method for microplastic quantification: a comparison of three solvents and factors influencing application reliability // *SDRP Journal of Earth Sciences and Environment Studies*. 2017. V. 2. Issue 2. P. 165–172. <https://doi.org/10.15436/JESSES.2.2.1>.
35. Митяев М.В., Герасимова М.В., Рыжик И.В., Ишкулова Т.Г. Нерастворимые фракции аэрозолей и тяжелых металлов в свежеснежавшем снеге на северо-западе Кольского полуострова в 2018 г. // *Лед и снег*. 2019. Т. 59. № 3. С. 307–318. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-386.
36. Hartmann N.B., Hüffer T., Thompson R.C., Hassellöv M., Verschoor A., Dagaard A.E., Rist S., Karlsson T., Brennholt N., Cole M., Herrling M.P., Hess M.C., Ivleva N.P., Lusher A.L., Wagner M. Are We Speaking the Same Language? Recommendations for A Definition and Categorization Framework for Plastic Debris // *Environmental Science and Technology*. 2019. V. 53. P. 1039–1047.
37. Dris R., Gasperi J., Rocher V., Saad M., Renault N., Tassin B. Microplastic contamination in an urban area: a case study in greater Paris // *Environmental Chemistry*. 2015. V. 12. P. 592. <https://doi.org/10.1071/en14167>.
38. Klein M., Fischer E.K. Microplastic abundance in atmospheric deposition within the Metropolitan area of Hamburg, Germany // *Science of the Total Environment*. 2019. V. 685. P. 96–103.

REFERENCES

1. PlasticsEurope, 2021. Plastics-the facts 2021: An analysis of European plastics production, demand and waste data. Available at: <https://plasticseurope.org/knowledge-hub/plastics-the-facts-2021/> (accessed 05.07.2022).
2. Carpenter E.J., Smith K.L. Jr. Plastics on the Sargasso sea surface. *Science*. 1972, 175: 1240–1241. doi: 10.1126/science.175.4027.1240. PMID: 5061243.
3. Kershaw P.J. Marine plastic debris and microplastics global lessons and research to inspire action and guide policy change. Nairobi: United Nations Environment Programme, 2016: 192 p.
4. Alimi O.S., Budarz J., Hernandez L.M., Tufenkji N. Microplastics and nanoplastics in aquatic environments: Aggregation, deposition, and enhanced contaminant transport. *Environmental Science and Technology*. 2018, 52: 1704–1724.

5. Wright S.L., Thompson R.C., Galloway T.S. The physical impacts of microplastics on marine organisms: a review. *Environmental Pollution*. 2013, 178: 483–492.
6. Galloway T.S. Micro- and Nano-plastics and Human Health. Bergmann M., Gutow L., Klages M. (eds). *Marine Anthropogenic Litter*, Berlin: Springer, 2015: 343–367. https://doi.org/10.1007/978-3-319-16510-3_13.
7. Thompson R.C., Olsen Y., Mitchell R.P., Davis A., Rowland S.J., John A.W.G., McGonigle D., Russell A.E. Lost at Sea: Where Is All the Plastic? *Science*. 2004, 304 (5672): 838–838. doi:10.1126/science.1094559.
8. GESAMP. Sources, fate and effects of microplastics in the marine environment: a global assessment. (Kershaw P.J., ed.). (IMO/FAO/UNESCO-IOC/UNIDO/WMO/IAEA/UN/UNEP/UNDP Joint Group of Experts on the Scientific Aspects of Marine Environmental Protection). Rep. Stud. GESAMP. 2015, 90: 96 p.
9. Bagaev A., Esiukova E., Litvinyuk D., Chubarenko I., Veerasingam S., Venkatachalapathy R., Verzhnevskaya L. Investigations of plastic contamination of seawater, marine and coastal sediments in the Russian seas: a review. *Environmental Science and Pollution Research*. 2021, 28 (25): 32264–32281. <https://doi.org/10.1007/s11356-021-14183-z>.
10. Bergmann M., Wirzberger V., Krumpfen T., Lorenz C., Primpke S., Tekman M.B., Gerdt G. High quantities of microplastic in Arctic deep-sea sediments from the HAUSGARTEN Observatory. *Environmental Science and Technology*. 2017, 51: 11000–11010.
11. Pozdnyakov Sh.R., Ivanova E.V., Guseva A.V., Shalunova E.P., Martinson K.D., Tihonova D.A. Study of microplastic particles in water, sediments and soil of the coastal area of the Neva Bay og the Gulf of Finland. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2020, 47: 1–9. [In Russian]. doi: 10.31857/S0321059620040148.
12. Li J., Liu H.J.P. Chen J.P. Microplastics in freshwater systems: A review on occurrence, environmental effects, and methods for microplastics detection. *Water Research*. 2018, 137: 362–374.
13. Kim Y.N., Yoon J.-H., Kim K.-H. Microplastic contamination in soil environment — a review. *Soil Science Annual*. 2020, 71: 300–308. <https://doi.org/10.37501/soilsa/131646>.
14. Bianco A., Passananti M. Atmospheric Micro and Nanoplastics: An Enormous Microscopic Problem. *Sustainability*. 2020, 12 (18): 7327.
15. Bergmann M., Mützel S., Primpke S., Tekman M.B., Trachsel J., Gerdt G. White and wonderful? Microplastics prevail in snow from the Alps to the Arctic. *Science Advances*. 2019, 5 (8): 1157.
16. Peeken I., Primpke S., Beyer B., Gutermann J., Katlein C., Krumpfen T., Bergmann M., Hehemann L., Gerdt G. Arctic sea ice is an important temporal sink and means of transport for microplastic. *Nature Communications*. 2018, 9: 1505.
17. Parolini M., Antonioli D., Borgogno F., Gibellino M.C., Fresta J., Albonico C., De Felice B., Canuto S., Concedi D., Romani A., Rosio E., Gianotti V., Laus M., Ambrosini R., Cavallo R. Microplastic contamination in snow from Western Italian Alps. *International Journal of Environmental Research and Public Health*. 2021, 18: 768. <https://doi.org/10.3390/ijerph18020768>.
18. Zhang Y., Gao T., Kang S., Allen S., Luo X., Allen D. Microplastics in glaciers of the Tibetan Plateau: Evidence for the long-range transport of microplastics. *Science of the Total Environment*. 2021, 758: 143634.
19. Napper I.E., Davies B.F.R., Clifford H., Elvin S., Koldewey H.J., Mayewski P.A., Miner K.R., Potocki M., Elmore A.C., Gajurel A.P., Thompson R.C. Reaching new heights in plastic pollution — preliminary findings of microplastics on Mount Everest. *One Earth*. 2020, 3: 621–630.
20. Walle H.J., Griffiths C.M., Waluda S.E., Thorpe I., Loaiza B., Moreno C.O., Pachterres K.A., Hughes C.L. Microplastics in the Antarctic marine system: An emerging area of research. *Science of the Total Environment*. 2017, 598: 220–227.
21. Can-Güven E. Microplastics as emerging atmospheric pollutants: a review and bibliometric analysis. *Air Quality, Atmosphere & Health*. 2020, 14: 203–215. <https://doi.org/10.1007/s11869-020-00926-3>.
22. Allen S., Allen D., Phoenix V.R., Le Roux G., Jiménez P.D., Simonneau A., Binet S., Galop D. Atmospheric transport and deposition of microplastics in a remote mountain catchment. *Nature Geoscience*. 2019, 12: 339–344.

23. Shevchenko V.P. *Vliyaniye aerorozlej na sredu i morskoe osadkonakopleniye v Arktike*. Impact of aerosols on the environment and marine sedimentation in the Arctic. Moscow: Nauka, 2006: 226 p. [In Russian].
24. Shevchenko V.P., Lisitsyn A.P., Shtain R., Foryunova N.V., Klyuvitkin A.A., Kravchishina M.D., Krivs M., Novigatskiy A.N., Sokolov V.T., Philippov A.S., Haas H. Distribution and composition of particulate matter in the Arctic snow. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 75: 106–118. [In Russian].
25. Mityaev M.V. *Murmanskoe poberezh'e (geologo-geomorfologicheskie i klimaticheskie osobennosti, sovremennyye geologicheskie processy)*. Murmansk coast (geological-geomorphological and climatic features, modern geological processes). Apatity: Izd. KNC RAN, 2014: 226 p. [In Russian].
26. Dris R., Gasperi J., Saad M., Mirande-Bret C., Tassin B. Synthetic fibers in atmospheric fallout: a source of microplastics in the environment? *Marine Pollution Bulletin*. 2016, 104: 290–293.
27. Cai L., Wang J., Peng J., Tan Z., Zhan Z., Tan X., Chen Q. Characteristic of microplastics in the atmospheric fallout from Dongguan city, China: preliminary research and first evidence. *Environmental Science and Pollution Research*. 2017, 24: 24928–24935.
28. Hengstmann E., Fischer E. K. Nile red staining in microplastic analysis — proposal for a reliable and fast identification approach for large microplastics. *Environmental Monitoring and Assessment*. 2019, 191: 612. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7786-4>.
29. Nel H.A., Chetwynd A.J., Kelleher L., Lynch I., Mansfield I., Margenat H., Onoja S., Oppenheimer P.G., Smith G.H.S., Krause S. Detection limits are central to improve reporting standards when using Nile red for microplastic quantification. *Chemosphere*. 2021, 263: 127953.
30. Andrady A.L. Microplastics in the marine environment. *Marine Pollution Bulletin*. 2011, 62: 1596–1605.
31. Erni-Cassola G., Gibson M.I., Thompson R.C., Christie-Oleza J.A. Lost, but found with Nile Red: a novel method for detecting and quantifying small microplastics (1mm to 20µm) in environmental samples. *Environmental Science & Technology*. 2017, 51: 13641–13648. <https://doi.org/10.1021/acs.est.7b04512>.
32. Maes T., Jessop R., Wellner N., Haupt K., Mayes A.G. A rapid-screening approach to detect and quantify microplastics based on fluorescent tagging with Nile Red. *Scientific Reports*. 2017, 7: 44501. <https://doi.org/10.1038/srep44501>.
33. Shim W.J., Song Y.K., Hong S.H., Jang M. Identification and quantification of microplastics using Nile Red staining. *Marine Pollution Bulletin*. 2016, 113: 469–476. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.10.049>.
34. Tamminga M., Hengstmann E., Fischer E.K. Nile red staining as a subsidiary method for microplastic quantification: a comparison of three solvents and factors influencing application reliability // *SDRP Journal of Earth Sciences and Environment Studies*. 2017, 2, 2: 165–172. <https://doi.org/10.15436/JESES.2.2.1>.
35. Mityaev M.V., Gerasimova M.V., Ryzhik I.V., Ishkulova T.G. Insoluble fractions of aerosols and heavy metals in fresh snow in the northwest of the Kola Peninsula in 2018. *Led i sneg*. Ice and Snow. 2019, 59: 307–318. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-386.
36. Hartmann N.B., Hüffer T., Thompson R.C., Hassellöv M., Verschoor A., Dagaard A.E., Rist S., Karlsson T., Brennholt N., Cole M., Herrling M.P., Hess M.C., Ivleva N.P., Lusher A.L., Wagner M. Are We Speaking the Same Language? Recommendations for A Definition and Categorization Framework for Plastic Debris. *Environmental Science and Technology*. 2019, 53: 1039–1047.
37. Dris R., Gasperi J., Rocher V., Saad M., Renault N., Tassin B. Microplastic contamination in an urban area: a case study in greater Paris. *Environmental Chemistry*. 2015, 12: 592. <https://doi.org/10.1071/en14167>.
38. Klein M., Fischer E.K. Microplastic abundance in atmospheric deposition within the Metropolitan area of Hamburg, Germany. *Science of the Total Environment*. 2019, 685: 96–103.

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

В журнале публикуются статьи по тематике исследований полярных областей, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Принимаются статьи, ранее не опубликованные и не находящиеся на рассмотрении в других изданиях.

Все материалы направляются в редакцию в электронном виде он-лайн через личный электронный кабинет автора на сайте журнала <https://www.aaresearch.science>. Авторы должны представить текст статьи со вставленными рисунками, а также отдельно оригинальные файлы рисунков (см. требования к рисункам), Акт экспертизы о возможности публикации статьи в открытой печати и файл с полными сведениями об авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), место работы (полный адрес), ученая степень, должность, адрес электронной почты и телефон одного из авторов для связи. Рекомендуемый объем статей — от 8 до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков не более 6, таблиц не более 6. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

Все поступающие материалы проходят проверку на отсутствие заимствований в соответствии с этическими правилами публикаций.

Все статьи проходят двойное рецензирование.

Публикация в нашем журнале полностью бесплатна.

Структура статьи

Статьи оформляются следующим образом. Сначала дается УДК; затем на русском языке — название статьи, инициалы и фамилии всех авторов (при указании авторов статьи сначала идут инициалы, затем фамилия. Инициалы и фамилия разделяются пробелом), полное название организации(ций), где выполнена работа и ее (их) адрес; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения приводятся на английском языке: заглавие, авторы, учреждения, второй раз e-mail главного автора. При этом имена авторов даются полностью, отчество сокращенно. После этого на английском языке пишутся ключевые слова в соответствии с английским алфавитом (не более 10 слов и не более двух слов в сочетаниях) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же для контроля обязательно прилагается перевод Summary на русский язык).

Ключевые слова должны отражать основное содержание статьи, повторять термины из текста статьи и по возможности не повторять термины заглавия; следует помнить, что эти слова должны облегчить поиск статьи средствами информационно-поисковой системы.

Summary должно быть понятно без обращения к самой публикации как независимый от статьи источник информации. Оно должно отвечать следующим критериям: информативности (не содержать общих слов); содержательности (отражать основное содержание статьи: задачи работы, методы, главные результаты исследований); последовательности изложения. Перевод Summary на английский язык должен быть выполнен качественно, с использованием англоязычной специальной терминологии, не быть дословным переводом русскоязычной версии (при необходимости следует также включать пояснения для иностранного читателя, связанные со спецификой исследований).

Аннотация на русском языке и Summary должны быть структурированными, т.е. отражать кратко проблему исследования и ее состояние, цель работы, методы, результаты и заключение.

Далее продолжается информация на русском языке: ключевые слова в соответствии с русским алфавитом (не более 10), краткая аннотация (7–10 строк) (без перевода на английский) и начинается текст статьи.

Для статьи, представляемой на английском языке, требуются: УДК; перевод на русский язык всей информации, которая дается перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо привести расширенный русский реферат (1–1,5 стр.), а в подписях к рисункам дать их перевод на русский язык.

Основной текст разбивается на разделы. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи нужно поместить следующую информацию на двух языках: Конфликт интересов/Competing interests; Финансирование/Funding; Благодарности/Acknowledgments. Желательно также указать вклад авторов в работы — Вклад авторов/Authors contribution. В разделе Финансирование необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.), в Благодарностях можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи.

Подписи под рисунками даются к каждому рисунку в соответствии с его расположением в тексте: сначала на русском (Рис. 1. Далее подпись), а потом на английском языке (Fig. 1. Figure caption). В подписях необходимо отделять собственно название рисунка от объяснений к нему (экспликация), которые надо давать с новой строки.

Рисунки и фотографии помещают в отдельных файлах: для растровых изображений в растровых форматах JPEG/TIFF/PNG/PSD, в векторных — CDR, AI, EPS и в формате XLS (не допускаются рисунки в формате Word). Разрешение растровых изображений в оттенках серого и RGB-цвет должно быть 300 dpi. Все словесные надписи на рисунках даются только на русском языке. Все условные знаки обозначаются цифрами (курсивом) с обязательной расшифровкой в подрисуночных подписях, где они также обозначаются курсивом. Цифры можно ставить и на линиях графиков. На графиках все шкалы обязательно подписываются и указывается размерность величин.

Таблицы. Для больших таблиц следует использовать альбомную разметку страницы. Номер и наименование таблицы (два отдельных абзаца) приводятся на русском и английском языках. Заголовок таблицы не должен превышать ДВУХ строк.

Таблицы и графы должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. Если у таблицы есть примечание, оно тоже приводится на двух языках. Примечания внутри таблицы не даются. Используются сноски ко всей таблице или отдельным ее показателям.

В тексте следует давать ссылки на все рисунки и таблицы. При первой ссылке — рис. 1, табл. 1; при повторных — см. рис.1, см. табл. 1. Если в тексте дается одна таблица или один рисунок, то ссылки в тексте приводятся следующим образом: при первой ссылке — (таблица), (рисунок); при повторной ссылке — (см. таблицу), (см. рисунок).

Математические обозначения, символы и простые формулы рекомендуется набирать основным шрифтом статьи, сложные формулы — в программе MathType (или в версиях Word до 2007 года включительно). Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки в тексте. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы — курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

В *списке литературы* (под заголовком «Список литературы») ссылки на литературу нумеруются последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте. Приводятся только опубликованные работы. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках на номера списка, через запятую с пробелом: [1, 7, 23–27]. Статья должна содержать ссылки на все работы, приведенные в списке литературы. Количество источников должно быть не менее 10. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады), а также авторефератов диссертаций и диссертаций, архивных и фондовых материалов, научно-технических отчетов, учебников и учебных пособий, ГОСТов, распоряжений и пр. Количество ссылок на научно-популярные издания должно быть минимальным.

Количество самоцитирований должно быть не более 10–12 % от общего количества ссылок на оригинальные источники.

Далее прилагается второй список литературы (References). В списке на латинице строго сохраняются те же последовательность и нумерация источников, что и в «традиционном» списке. Ссылки на иностранные источники приводятся в обоих списках литературы.

Статьи, не соответствующие указанным требованиям, рассматриваться не будут. При работе над рукописью редакция по согласованию с автором вправе ее сократить. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым передает авторские права на издание этой статьи журналу «Проблемы Арктики и Антарктики/ Arctic and Antarctic Research».

Редакционная коллегия не вступает в дискуссии с авторами по поводу принимаемых ею решений.

Более полные сведения по оформлению статьи приведены в документе «Требования к оформлению статей, присылаемых в журнал Проблемы Арктики и Антарктики», который обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Об Аннотациях. Редакция рекомендует всем авторам ознакомиться с Рекомендациями по оформлению аннотаций на английском языке, которые являются для иностранных ученых и специалистов основным и, как правило, единственным источником информации о содержании статьи и изложенных в ней результатах исследований.