

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 69, № 2, 2023

**ARCTIC AND ANTARCTIC
RESEARCH**

Volume 69, No 2, 2023

Санкт-Петербург
2023
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



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

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

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

Заместители главного редактора:

д-р геол.-минерал. наук **Г.Л. 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)

Редакция

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

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, 2023; © Росгидромет, 2023.

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



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

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

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

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

Stanislav G. Denisenko, Dr. of Sci., St. Petersburg, Russia

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

Sergey A. Dobrolyubov, academician, Dr. of Sci., Moscow, Russia

Elena O. Dubinina, RAS corr. member, Moscow, Russia

Nikolay N. Filatov, RAS corr. member, Petrozavodsk, Russia

Mikhail V. Flint, academician, Dr. of Sci., Moscow, Russia

Mikhail N. Grigoriev, Dr. of Sci., Yakutsk, Russia

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

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

Marina O. Leibman, Dr. of Sci., Tyumen, Russia

Matti Leppäranta, Ph.D., Prof. emer., Helsinki, Finland

Vladimir A. Likhomanov, Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia

Vladimir F. Loginov, academician, Dr. of Sci., Minsk, Belarus

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

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

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

Vladimir F. Radionov, Cand. of Sci., St. Petersburg, Russia

Dominique Raynaud, Prof. emer., Grenoble, France

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

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

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

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

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

Nikolay B. Vakhtin, RAS corr. member, St. Petersburg, Russia

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

Editorial

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 № ΦC 77-73644 of September 7, 2018.

Registration Certificate for the web publishing Э/И № ΦC 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: 1.6.1, 1.6.8, 1.6.14, 1.6.16, 1.6.17, 1.6.18.

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, 2023; © Roshydromet, 2023.

Содержание

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

- V.V. Zuev, E.S. Savelieva, A.V. Pavlinsky, E.A. Maslennikova.*
Arctic polar vortex dynamics during winters 2014/2015 and 2020/2021..... 114

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

- Д.Ю. Большианов, В.Т. Соколов, Б.С. Погребов, Б.Я. Нафиков, А.В. Крылов.*
Природные условия района расположения полевой базы ААНИИ Хастыр
на п-ове Хара-Тумус в Хатангском заливе 124
- И.А. Ильющенко, А.Я. Коржигов, Б.В. Иванов.* Некоторые закономерности
формирования экстремальных приземных температур воздуха
в районе архипелага Шпицберген в холодный период года 141

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

- К.В. Ромашова, Р.А. Чернов.* Методика инвентаризации
приледниковых озёр архипелага Шпицберген 157
- Д.В. Магрицкий, С.Р. Чалов, Е.Ж. Гармаев, К.Н. Прокопьева, Е.А. Крастынь.*
Новые данные о трансформации стока воды и наносов в дельте Лены
по итогам экспедиционных измерений в августе 2022 г. 171

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

- И.А. Бычкова, Е.В. Платонова, В.Г. Смирнов.* Особенности совместного
использования спутниковых данных видимого диапазона и радиолокационных
данных для мониторинга арктических айсбергов
на примере района Земли Франца-Иосифа 191

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ

- О.В. Руденко, Е.Е. Талденкова, Х.А. Баух, Я.С. Овсепян.* Новые данные
к палиностратиграфии микулинских (земских) отложений
в низовьях реки Пёза (северо-восток Беломорского региона)..... 206

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ

- Д.С. Карлов, О.Д. Большианова, Н.Н. Лащинский, А.А. Белимов.* Изучение
взаимосвязей агрохимических показателей почв с видовым составом растений
некоторых участков дельты реки Лены, Северная Якутия 228
- Н.В. Шефер, Т.А. Бляхарчук, С.В. Лойко, Л.С. Шумиловских, И. И. Гуреева.*
История растительности и пожаров арктической части Пур-Тазовского
междуречья в голоцене 244

Contents

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

V.V. Zuev, E.S. Savelieva, A.V. Pavlinsky, E.A. Maslennikova.

Arctic polar vortex dynamics during winters 2014/2015 and 2020/2021 114

METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

D.Yu. Bolshiyanov, V.T. Sokolov, B.S. Pogrebov, B.Ya. Nafikov, A.V. Krylov.

Contemporary and ancient environmental conditions in the area of the AARI meteorological station Khashtyr on Khatanga Bay on Hara-Tumus Peninsular 124

I.A. Ilyushchenkova, A.Ya. Korzhikov, B.V. Ivanov. Some patterns of formation of extreme surface air temperature in the area of the Spitzbergen (Svalbard) archipelago during the cold period

141

HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

K.V. Romashova, R.A. Chernov.

Inventory methodology of periglacial lakes Spitzbergen (Svalbard)..... 157

D.V. Magritsky, S.R. Chalov, E.Zh. Garmaev, K.N. Prokopeva, E.A. Krastyn.

New data on the transformation of water and sediment runoff into the Lena river delta based on the results of expedition measurements in August 2022..... 171

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

I.A. Bychkova, E.V. Platonova, V.G. Smirnov. Features of the joint use of visible-range satellite and satellite radar data for monitoring arctic icebergs based on data from Franz Josef Land area.....

191

GEOMORPHOLOGY AND EVOLUTIONARY GEOGRAPHY

O.V. Rudenko, E.E. Taldenkova, H.A. Bauch, Ya.S. Ovsepyan. New data on the palynostratigraphy of the Mikulinian (Eemian) deposits

in the lower reaches of the Pyoza River (northeastern White Sea region) 206

ECOLOGY, BIOCEENOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

D.S. Karlov, O.D. Bolshiyanova, N.N. Laschinsky, A.A. Belimov. Study of the relationship between agrochemical indicators of soils and species composition of plants in some sites of the Lena River Delta, Northern Yakutia..... 228

N.V. Shefer, T.A. Blyakharchuk, S.V. Loiko, L.S. Shumilovskikh, I.I. Gureyeva.

History of vegetation and fires in the Arctic part of the Pur-Taz interfluvium in the Holocene 244

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ
ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-114-123>
УДК 551.51



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Arctic polar vortex dynamics during winters 2014/2015 and 2020/2021

Vladimir V. Zuev, Ekaterina S. Savelieva*, Alexey V. Pavlinsky,
Erica A. Maslennikova

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences Tomsk, Russia

*sav@imces.ru

Summary

The dynamic barrier of the polar vortex contributes to lowering the temperature inside the vortex in the lower stratosphere and prevents the penetration of air masses into the vortex. The presence of a dynamic barrier during winter is one of the criteria determining the possibility of ozone depletion from late winter to spring. We considered the dynamics of the Arctic polar vortex in the winters of 2014/2015 and 2020/2021 at the 50, 30 and 10 hPa levels by the vortex delineation method using the geopotential. In early January 2015 and 2021, sudden stratospheric warmings were recorded as a result of the splitting (4 January 2015) and the significant displacement (5 January 2021) of the polar vortex. In both cases, the weakening of the dynamic barrier of the polar vortex was observed. The polar vortex is characterized by the presence of a dynamic barrier, when the wind speed along the entire edge of the vortex is more than 20, 24 and 30 m/s at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively. A decrease in the average wind speed along the vortex edge below 30, 36 and 45 m/s, at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively, usually indicates a local decrease in the wind speed below 20, 24 and 30 m/s at these levels, i.e., indirectly indicates a weakening of the dynamic barrier.

Keywords: Arctic polar vortex, dynamic barrier, polar stratospheric clouds, vortex area, wind speed at the vortex edge.

For citation: Zuev V.V., Savelieva E.S., Pavlinsky A.V., Maslennikova E.A. Arctic polar vortex dynamics during winters 2014/2015 and 2020/2021. *Arctic and Antarctic Research*. 2023. 69 (2): 114–123. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-114-123>.

Received 14.04.2023

Revised 22.05.2023

Accepted 01.06.2023

INTRODUCTION

Stratospheric polar vortices, which form in autumn in the winter hemisphere and collapse in spring, play a key role in polar ozone depletion from late winter to spring [1–3]. Ozone depletion is observed as a result of a cycle of heterogeneous and photochemical reactions inside the polar vortex [4–6]. Heterogeneous reactions occur on the surface and

in the volume of polar stratospheric clouds (PSCs), which form and exist at extremely low temperatures (PSC type I at temperatures below -78°C and PSC type II at temperatures below -85°C) in the lower stratosphere inside the polar vortex [7]. Chlorine reservoirs (HCl and ClONO_2) condensing on PSC surfaces at low temperatures interact with the formation of photochemically active molecular chlorine, which participates in the catalytic cycle of ozone destruction with the appearance of solar radiation [8, 9]. The Antarctic polar vortex is much stronger and more stable than the Arctic one, especially in spring, which is reflected in the significant difference between the area and intensity of ozone depletion inside the vortices from late winter to spring [10, 11]. The Arctic polar vortex often undergoes a weakening of the dynamic barrier in winter (which has never been observed in Antarctica from 1979 to 2022). The dynamic barrier of the polar vortex contributes to a decrease in the temperature inside the vortex in the lower stratosphere and prevents the penetration of warm, ozone-rich air masses into the vortex (which manifests itself in a significant temperature gradient along the vortex edge) [12, 13]. The weakening of the dynamic barrier leads to an increase in the temperature inside the polar vortex in the lower stratosphere and subsequent melting of PSCs [14]. The chlorine compounds accumulated on PSCs evaporate together with PSCs, and then the process of accumulation of chlorine compounds on PSC surfaces begins again when the dynamic barrier is restored, the temperature decreases and the PSC is formed [15]. Ozone depletion is observed in cases where PSCs continuously existed for at least two months and accumulated a sufficient amount of chlorine compounds for large-scale ozone depletion to occur when solar radiation appears over the polar region [16]. Thus, the presence of a dynamic barrier during winter is one of the criteria determining the probability of ozone depletion from late winter to spring.

The weakening of the Arctic polar vortex often occurs under the influence of planetary waves and is sometimes accompanied by sudden stratospheric warmings (SSWs) [17–21]. SSW events are usually associated with the splitting of the polar vortex into two or its significant displacement [22, 23]. In the winters of 2015 and 2021, SSWs were recorded as a result of the polar vortex splitting on 4 January 2015 and a significant displacement of the polar vortex on 5 January 2021 [24–27]. In both cases, the dynamic barrier weakening was observed in early January. There are at least three methods for vortex delineation. The polar vortex edge can be determined from the maximum potential vorticity gradient [28], using the function M [29] and the geopotential values determined from the maximum temperature gradient [30]. Potential vorticity, being a ratio of the absolute vortex to the effective depth of the vortex, describes the dynamics of the vortex well. The function M , being a measure based on the length of Lagrangian fluid parcel trajectories, makes it possible to estimate the regional features of mass transfer and determine the area of the dynamic barrier along the vortex edge. The work considers the Arctic polar vortex dynamics in the winter-spring of 2014/2015 and 2020/2021 before and after the SSW events by the vortex delineation method using the geopotential.

DATA AND METHODS

The daily mean data on zonal and meridional wind, the geopotential, air temperature and ozone mass mixing ratio in the region of 40° – 90° N with a horizontal resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ at the 50, 30 and 10 hPa levels for 1979–2021 were obtained from the ERA5 reanalysis data (<https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>) [31]. The phases of the quasi-biennial oscillation are characterized by zonal winds in the equatorial region at the 30 hPa level (<http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/qbo/qbo.dat>) [32].

To analyze the dynamics of the Arctic polar vortex, we used the vortex delineation method using the geopotential [33]. A maximum temperature gradient and, as a rule, maximum wind speed values are observed along the edge of the polar vortex. Based on hourly data with a horizontal resolution of $0.25 \times 0.25^\circ$ for the 50, 30 and 10 hPa pressure levels for the period from 1979 to 2021, the following values were obtained: the temperature value at the point of a maximum gradient in the $40\text{--}90^\circ$ latitude belt for each longitude value, the geopotential value at the points of the maximum temperature gradient, the maximum wind speed in the $40\text{--}90^\circ$ latitude belt for each longitude value. On average for 1979–2021, the value of the geopotential Φ^* in the region of the maximum temperature gradient along the vortex edge equals $\Phi^* = (19.50 \pm 0.15) \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ at the 50 hPa, $\Phi^* = (22.70 \pm 0.20) \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ at the 30 hPa and $\Phi^* = (29.50 \pm 0.30) \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ at the 10 hPa. The vortex area, mean and minimum wind speed along the vortex edge, mean temperature and mean ozone mass mixing ratio inside the vortex were calculated using the ERA5 reanalysis data, based on the fact that the Arctic polar vortex edge at the 50, 30 and 10 hPa levels is determined by geopotential values $19.5 \cdot 10^4$, $22.7 \cdot 10^4$ and $29.5 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, respectively. The dynamics of the characteristics studied in the winter-spring of 2014/2015 and 2020/2021 was considered in comparison with 30-year means and their standard deviations (SD, σ) obtained as a result of selecting 30 cases with the strongest vortex for 1979–2021 (during averaging, the data for the following years, when anomalous changes in the wind speed and vortex area exceeded 2 standard deviations, were removed (the period from July to June of the following year): 1983/1984, 1984/1985, 1986/1987, 1987/1988, 1998/1999, 2000/2001, 2001/2002, 2003/2004, 2005/2006, 2008/2009, 2011/2012, 2012/2013, 2018/2019). In obtaining climatological means for the Arctic polar vortex, which is characterized by significant variability, it is especially important to filter out cases with a weak polar vortex. Climatological means and their standard deviations were smoothed with the FFT filter (fast Fourier transform filter) over 15 points. Time series of the characteristics studied in 2014/2015 and 2020/2021 were smoothed with a 3-point FFT filter.

RESULTS AND DISCUSSION

Fig. 1 shows the dynamics of the main characteristics of the Arctic polar vortex from the December to March of 2014/2015 and 2020/2021 at the 50, 30 and 10 hPa levels, obtained by the vortex delineation method. Fig. 2 shows the geopotential, wind speed and temperature distributions from the December to March of 2014/2015 and 2020/2021 at the 30 hPa level. The main dynamic characteristics of the polar vortices (in addition to the presence of a dynamic barrier) are the vortex area of more than 10 million km^2 and the average wind speed along the vortex edge of more than 30, 36 and 45 m/s at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively [33]; marked with a blue dashed line in Fig. 1. The polar vortex is characterized by the presence of a dynamic barrier, when the wind speed along the entire edge of the vortex horizontally is more than 20, 24 and 30 m/s at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively [34]. The values of $22.7 \cdot 10^4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, describing the polar vortex edge, are connected by a line on the geopotential distributions in Fig. 2, and the values of 24 m/s, characterizing the dynamic barrier, are connected by a line on the wind speed distributions. The red dashed line in Fig. 1 marks the SSW events observed on 4 January 2015 and 5 January 2021 (marked on 4 January).

As seen in Fig. 1, no large-scale ozone depletion was observed in 2015 and 2021. A significant increase in the temperature inside the vortex was recorded in both years

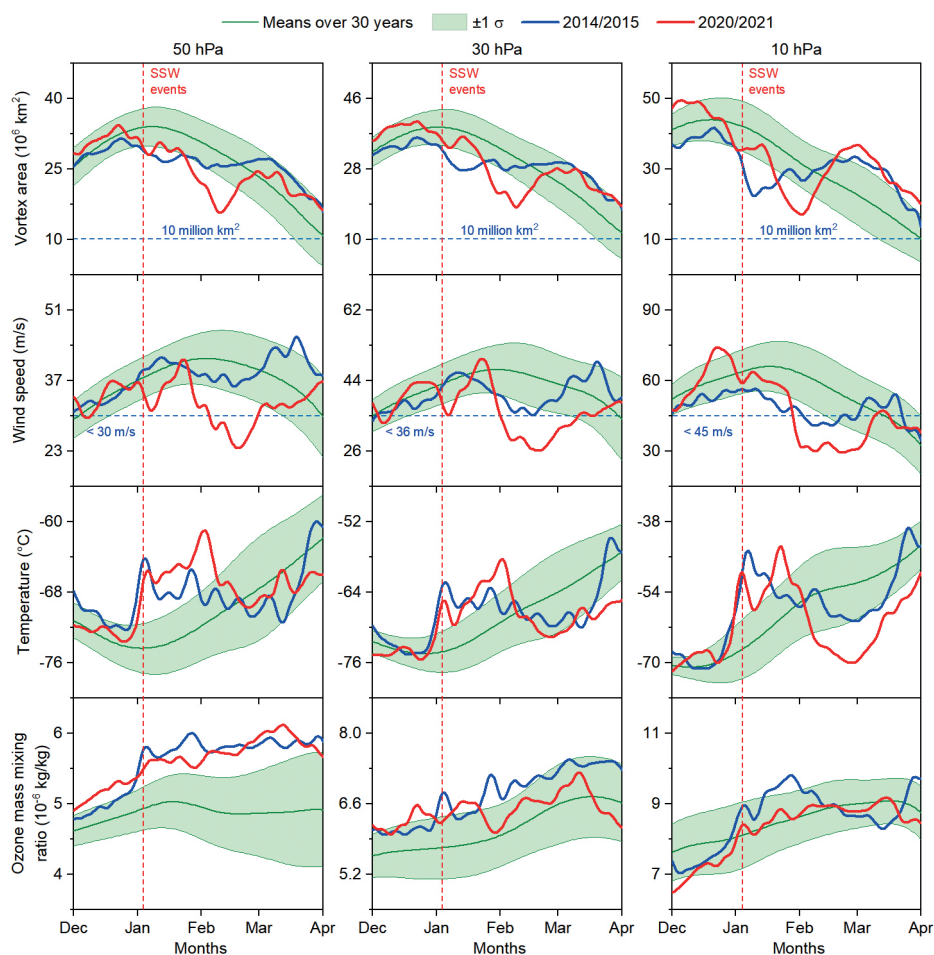


Fig. 1. Time series of the Arctic polar vortex area, mean wind speed along the vortex edge, mean temperature inside the vortex and mean ozone mass mixing ratio inside the vortex at the 50, 30 and 10 hPa pressure levels from December to March of 2014/2015 and 2020/2021 in comparison with the 30-year means with $\pm 1 \sigma$

Рис. 1. Временные изменения площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра по границе вихря, средней температуры внутри вихря и среднего массового отношения смеси озона внутри вихря на уровнях 50, 30 и 10 гПа с декабря по март 2014/15 и 2020/21 гг. в сравнении с 30-летними средними значениями со среднеквадратичными отклонениями (СКО, σ)

shortly before the SSW, after which the average temperature inside the vortex remained high for at least a month, which eventually led to PSC melting and their absence for more than a month during the winter in both cases (and no ozone depletion in spring). As seen from Fig. 1, in 2015 and 2021, at the 50 and 30 hPa levels, where the vertical ozone gradient is positive, ozone values are above the climatological means, and at the 10 hPa level, above which the gradient becomes negative, ozone values are below the climatological means. Therefore, a possible cause may be a stronger settling of air masses in these winters. Unexpectedly, in 2015 no weakening of the dynamic barrier was

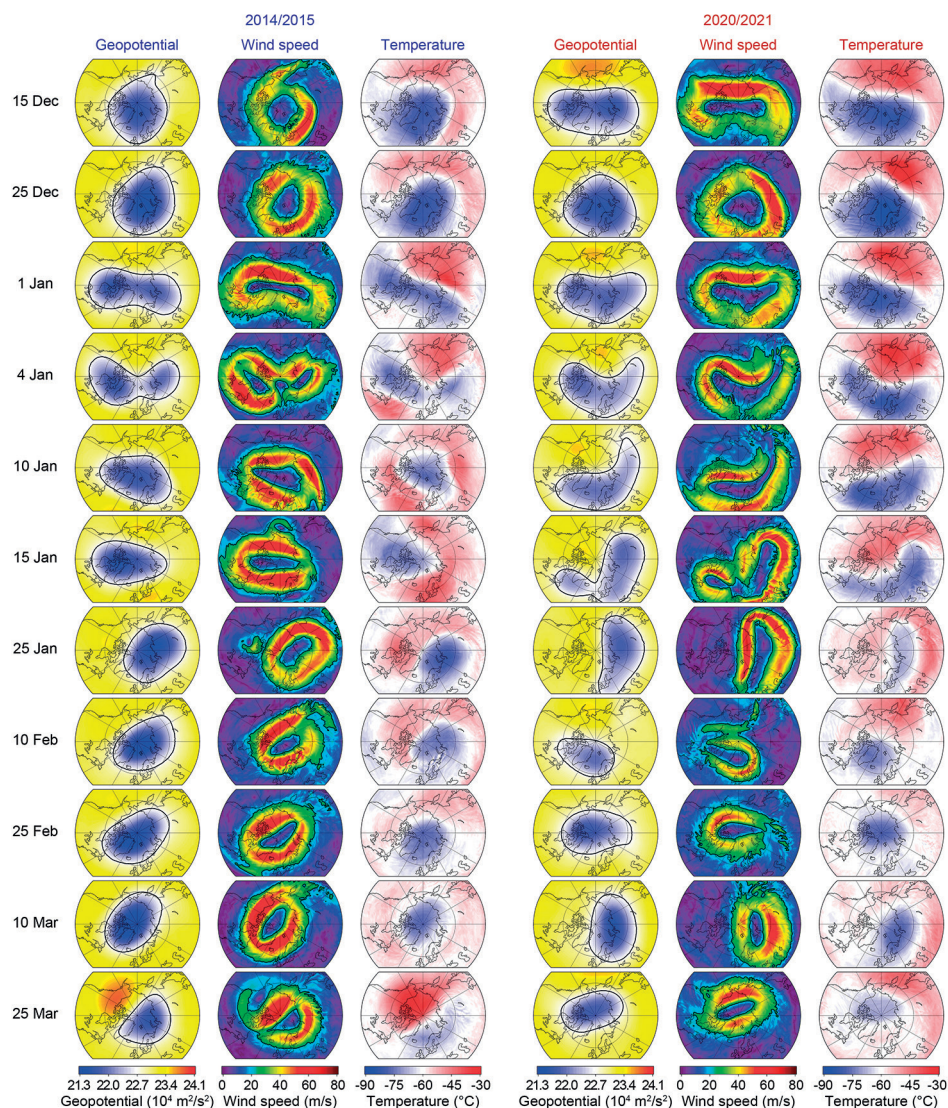


Fig. 2. Geopotential, wind speed and temperature distributions at the 30 hPa pressure level over the Arctic from 15 December to 25 March of 2014/2015 and 2020/2021

Рис. 2. Поля геопотенциала, скорости ветра и температуры на уровне 30 гПа над Арктикой с 15 декабря по 25 марта за 2014/15 и 2020/21 гг.

observed after the splitting of the polar vortex at the 50 and 30 hPa levels, but it was observed at the 10 hPa level. In contrast, in 2021 the weakening of the dynamic barrier of the polar vortex at all the three levels considered was recorded throughout most of the winter, especially after the SSW event. As noted above, the dynamic barrier weakening is observed with a local decrease in the wind speed along the vortex edge below 20, 24 and 30 m/s, at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively, which often occurs when the average wind speed along the vortex edge decreases below 30, 36 and 45 m/s at these levels. As

seen from Fig. 1, in 2021, the average wind speed was below the marked values almost throughout February, while in 2015 it was observed only at the 10 hPa level. It should be noted that while a decrease in the average wind speed along the vortex edge below 30, 36 and 45 m/s, at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively, usually indicates a weakening of the dynamic barrier, the values of the average speed above the values noted do not indicate the presence of the dynamic barrier, because local weakening of the dynamic barrier can be observed at high average wind speeds (as was observed in January 2021, in particular, on 10 January, Fig. 1, 2).

As seen from Fig. 2, in general, in the winter-spring of 2014/2015, the polar vortex was stronger and more stable than in 2020/2021. In early January, in both cases, the vortex became elongated, after which, the vortex splitting was observed in 2015 and the strong displacement of the vortex occurred in 2021. In 2015, a few days after the splitting, the gradual recovery and strengthening of the polar vortex was observed until mid-March (Fig. 2). In contrast, in 2021, after the vortex displacement in early January, its gradual slow weakening was observed until breakdown in April (Fig. 1, 2). The vortex area in both years was more than 10 million km² until April (Fig. 1).

In addition to the influence of planetary waves, the dynamics of the Arctic polar vortex in the winter-spring of 2014/2015 and 2020/2021 can be affected by quasi-biennial oscillation (QBO). As is known, during the western phase of the QBO, polar vortex strengthening is observed, and during the eastern phase, it weakens, which manifests itself in the Arctic throughout the entire winter-spring period, while in the Antarctic it occurs only in spring [35–40]. The eastern and western phases of the QBO were observed in the winter-spring of 2014/2015 and 2020/2021 respectively, (during the entire period of the existence of the polar vortex). It is assumed that in 2015 the eastern phase of the QBO contributed to the weakening of the initially strong polar vortex, while in 2021 the relatively weak polar vortex, due to the western phase, lasted an unusually long time, taking into account the frequency of weakening of the dynamic barrier.

CONCLUSION

In this work, we considered the dynamics of the Arctic polar vortex in the winters of 2014/2015 and 2020/2021 at the 50, 30, and 10 hPa levels by the vortex delineation method using the geopotential. In the early January of 2015 and 2021, SSW events were recorded as a result of splitting (4 January 2015) and a significant displacement (5 January 2021) of the polar vortex. In both cases, a weakening of the dynamic barrier of the polar vortex was observed. The polar vortex is characterized by the presence of a dynamic barrier, when the wind speed along the entire edge of the vortex horizontally is more than 20, 24 and 30 m/s at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively. At the same time, a decrease in the average wind speed along the vortex edge below 30, 36 and 45 m/s, at the 50, 30 and 10 hPa levels, respectively, usually indicates a local decrease in the wind speed below 20, 24 and 30 m/s at these levels, i. e. indirectly indicates a weakening of the dynamic barrier.

In 2015, after the splitting, the polar vortex quickly recovered in the lower stratosphere, and subsequent weakening of the dynamic barrier was observed only at the 10 hPa level. It is assumed that the temperature increase and PSC melting inside the vortex in the lower stratosphere were observed due to the weakening of the dynamic barrier at the 10 hPa level and the presence of vertical motions inside the polar vortex. In contrast, in 2021, the weakening of the dynamic barrier after the SSW event was periodically observed

at all heights. In 2015, after the splitting of the polar vortex, its gradual recovery and strengthening was observed until mid-March, while in 2021, after the displacement of the vortex in early January, its gradual slow weakening and destruction was observed in April. It is assumed that in 2015 the eastern phase of the QBO contributed to the weakening of the initially strong polar vortex, while in 2021 the initially weak polar vortex had an unusually long duration of existence due to the western phase.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Funding. This study was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (project No. 121031300156-5).

Финансирование. Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300156-5.

REFERENCES

1. Waugh D.W., Randel W.J. Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics. *J. Atmos. Sci.* 1999, 56 (11): 1594–1613. doi: 10.1175/1520-0469(1999)056<1594:COAAAP>2.0.CO;2.
2. Waugh D.W., Randel W.J., Pawson S., Newman P.A., Nash E.R. Persistence of the lower stratospheric polar vortices. *J. Geophys. Res.* 1999, 104 (22): 27191–27201. doi: 10.1029/1999JD900795.
3. Waugh D.W., Sobel A.H., Polvani L.M. What is the polar vortex and how does it influence weather? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2017, 98 (1): 37–44. doi: 10.1175/BAMS-D-15-00212.1.
4. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.* 1999, 37 (3): 275–316. doi: 10.1029/1999RG900008.
5. Manney G.L., Santee M.L., Rex M., Livesey N.J., Pitts M.C., Veefkind P., Nash E.R., Wohltmann I., Lehmann R., Froidevaux L., Poole L.R., Schoeberl M.R., Haffner D.P., Davies J., Dorokhov V., Gernandt H., Johnson B., Kivi R., Kyrö E., Larsen N., Levelt P.F., Makshtas A., McElroy C.T., Nakajima H., Parrondo M.C., Tarasick D.W., von der Gathen P., Walker K.A., Zinoviev N.S. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011. *Nature*. 2011, 478 (7370): 469–475. doi: 10.1038/nature10556.
6. Solomon S., Kinnison D., Bandoro J., Garcia R. Simulation of polar ozone depletion: An update. *J. Geophys. Res.* 2015, 120 (15): 7958–7974. doi: 10.1002/2015JD023365.
7. Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N. Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications. California: Academic Press, 2000: 969 p.
8. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. On the depletion of Antarctic ozone. *Nature*. 1986, 321: 755–758. doi: 10.1038/321755a0.
9. Solomon S., Portmann R.W., Sasaki T., Hofmann D.J., Thompson D.W.J. Four decades of ozonesonde measurements over Antarctica. *J. Geophys. Res.* 2005, 110 (21): D21311. doi: 10.1029/2005JD005917.
10. Solomon S., Portmann R.W., Thompson D.W.J. Contrasts between Antarctic and Arctic ozone depletion. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2007, 104 (2): 445–449. doi: 10.1073/pnas.0604895104.
11. Solomon S., Haskins J., Ivy D.J., Min F. Fundamental differences between Arctic and Antarctic ozone depletion. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2014, 111 (17): 6220–6225. doi: 10.1073/pnas.1319307111.
12. Manney G.L., Zurek R.W., O'Neill A., Swinbank R. On the motion of air through the stratospheric polar vortex. *J. Atmos. Sci.* 1994, 51 (20): 2973–2994. doi: 10.1175/1520-0469(1994)051<2973:OTMOAT>2.0.CO;2.
13. Sobel A.H., Plumb R.A., Waugh D.W. Methods of calculating transport across the polar vortex edge. *J. Atmos. Sci.* 1997, 54 (18): 2241–2260. doi: 10.1175/1520-0469(1997)054<2241:MOCTAT>2.0.CO;2.
14. Newman P.A., Nash E.R., Rosenfield J.E. What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *J. Geophys. Res.* 2001, 106 (17): 19999–20010. doi: 10.1029/2000JD000061.

15. Zuev V.V., Savelieva E. Arctic polar vortex dynamics during winter 2006/2007. *Polar Sci.* 2020, 25: 100532. doi: 10.1016/j.polar.2020.100532.
16. Zuev V.V., Savelieva E. The role of the polar vortex strength during winter in Arctic ozone depletion from late winter to spring. *Polar Sci.* 2019, 22: 100469. doi: 10.1016/j.polar.2019.06.001.
17. Limpasuvan V., Thompson D.W.J., Hartmann D.L. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Climate.* 2004, 17 (13): 2584–2596. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<2584:TLCOTN>2.0.CO;2.
18. Charlton A.J., Polvani L.M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate.* 2007, 20 (3): 449–469. doi: 10.1175/JCLI3996.1.
19. Charlton A.J., Polvani L.M., Perlwitz J., Sassi F., Manzini E., Shibata K., Pawson S., Nielsen J.E., Rind D. A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations. *J. Climate.* 2007, 20 (3): 470–488. doi: 10.1175/JCLI3994.1.
20. Matthewman N.J., Esler J.G., Charlton-Perez A.J., Polvani L.M. A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure. *J. Climate.* 2009, 22 (6): 1566–1585. doi: 10.1175/2008JCLI2365.1.
21. Kuttippurath J., Nikulin G. A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010. *Atmos. Chem. Phys.* 2012, 12 (17): 8115–8129. doi: 10.5194/acp-12-8115-2012.
22. Butler A.H., Seidel D.J., Hardiman S.C., Butchart N., Birner T., Match A. Defining Sudden Stratospheric Warmings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015, 96 (11): 1913–1928. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00173.1.
23. Ayarzagüena B., Polvani L.M., Langematz U., Akiyoshi H., Bekki S., Butchart N., Dameris M., Deushi M., Hardiman S.C., Jöckel P., Klekociuk A., Marchand M., Michou M., Morgenstern O., O'Connor F.M., Oman L.D., Plummer D.A., Revell L., Rozanov E., Saint-Martin D., Scinocca J., Stenke A., Stone K., Yamashita Y., Yoshida K., Zeng G. No robust evidence of future changes in major stratospheric sudden warmings: a multi-model assessment from CCMI. *Atmos. Chem. Phys.* 2018, 18 (15): 11277–11287. doi: 10.5194/acp-18-11277-2018.
24. Manney G.L., Lawrence Z.D., Santee M.L., Read W.G., Livesey N.J., Lambert A., Froidevaux L., Pumphrey H.C., Schwartz M.J. A minor sudden stratospheric warming with a major impact: Transport and polar processing in the 2014/2015 Arctic winter. *Geophys. Res. Lett.* 2015, 42 (18): 7808–7816. doi: 10.1002/2015GL065864.
25. Vargin P.N., Guryanov V.V., Lukyanov A.N., Vyzankin A.S. Dynamic Processes of the Arctic Stratosphere in the 2020–2021 Winter. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2021, 57: 568–580. doi: 10.1134/S0001433821060098.
26. Lee S.H. The January 2021 sudden stratospheric warming. *Weather.* 2021, 76 (4): 135–136. doi: 10.1002/wea.3966.
27. Zhang C., Grytsai A., Evtushevsky O., Milinevsky G., Andrienko Y., Shulga V., Klekociuk A., Rapoport Y., Han W. Rossby waves in total ozone over the Arctic in 2000–2021. *Remote Sens.* 2022, 14 (9): 2192. doi: 10.3390/rs14092192.
28. Lawrence Z.D., Manney G.L., Wargan K. Reanalysis intercomparisons of stratospheric polar processing diagnostics. *Atmos. Chem. Phys.* 2018, 18 (18): 13547–13579. doi: 10.5194/acp-18-13547-2018.
29. Smith M.L., McDonald A.J. A quantitative measure of polar vortex strength using the function M. *J. Geophys. Res.* 2014, 119 (10): 5966–5985. doi: 10.1002/2013JD020572.
30. Zuev V.V., Savelieva E. Stratospheric polar vortex dynamics according to the vortex delineation method. *J. Earth Syst. Sci.* 2023, 132 (1): 39. doi: 10.1007/s12040-023-02060-x.
31. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G.,

- Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., de Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez P., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis. Q. J. Roy. Meteor. Soc. 2020, 146 (729): 1–51. doi: 10.1002/qj.3803.
32. Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J., Hamilton K., Haynes P.H., Randel W.J., Holton J.R., Alexander M.J., Hirota I., Horinouchi T., Jones D.B.A., Kinnarsley J.S., Marquardt C., Sato K., Takahashi M. The quasi-biennial oscillation. Rev. Geophys. 2001, 39 (2): 179–229. doi: 10.1029/1999RG000073.
33. Zuev V.V., Saveliyeva E. Antarctic polar vortex dynamics during spring 2002. J. Earth Syst. Sci. 2022, 131 (2): 119. doi: 10.1007/s12040-022-01879-0.
34. Zuev V.V., Saveliyeva E. Antarctic polar vortex dynamics depending on wind speed along the vortex edge. Pure Appl. Geophys. 2022, 179 (6–7): 2609–2616. doi: 10.1007/s00024-022-03054-4.
35. Niwano M., Takahashi M. The influence of the equatorial QBO on the Northern Hemisphere winter circulation of a GCM. J. Meteor. Soc. Jpn. 1998, 76 (3): 453–461. doi: 10.2151/JMSJ1965.76.3_453.
36. Hampson J., Haynes P. Influence of the equatorial QBO on the extratropical stratosphere. J. Atmos. Sci. 2006, 63 (3): 936–951. doi: 10.1175/JAS3657.1.
37. Camp C.D., Tung K.-K. The influence of the solar cycle and QBO on the late-winter stratospheric polar vortex. J. Atmos. Sci. 2007, 64 (4): 1267–1283. doi: 10.1175/JAS3883.1.
38. Garfinkel C.I., Hartmann D.L. Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere. J. Geophys. Res. 2007, 112 (19): D19112. doi: 10.1029/2007JD008481.
39. Chen W., Wei K. Interannual variability of the winter stratospheric polar vortex in the Northern Hemisphere and their relations to QBO and ENSO. Adv. Atmos. Sci. 2009, 26 (5): 855–863. doi: 10.1007/s00376-009-8168-6.
40. Naoe H., Shibata K. Equatorial quasi-biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation. J. Geophys. Res. 2010, 115 (19): D19102. doi: 10.1029/2009JD012952.

Динамика арктического полярного вихря зимой 2014/15 и 2020/21 гг.

В.В. Зуев, Е.С. Савельева*, А.В. Павлинский, Э.А. Масленникова

Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского
отделения РАН, Томск, Россия

*sav@imces.ru

Резюме

Динамический барьер полярного вихря способствует сохранению низкой температуры внутри вихря в нижней стратосфере и препятствует проникновению воздушных масс внутрь вихря. Наличие динамического барьера на протяжении зимы является одним из критериев, определяющих возможность формирования озоновой аномалии в период с конца зимы по весну. В работе рассмотрена динамика арктического полярного вихря зимой 2014/15 и 2020/21 гг. на уровнях 50, 30 и 10 гПа с использованием метода оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала. В начале января 2015 и 2021 гг. регистрировались внезапные стратосферные потепления в результате расщепления (4 января 2015 г.) и значительного смещения (5 января 2021 г.) полярного вихря. В обоих случаях наблюдалось ослабление динамического барьера полярного вихря. Полярный вихрь характеризуется наличием динамического барьера, когда скорость ветра на протяжении всей границы вихря по горизонтали составляет более 20, 24 и 30 м/с на уровнях 50, 30 и 10 гПа, соответственно. При этом снижение средней скорости ветра по границе вихря

ниже 30, 36 и 45 м/с соответственно на уровнях 50, 30 и 10 гПа, как правило, свидетельствует о локальном уменьшении скорости ветра ниже 20, 24 и 30 м/с на этих уровнях, т. е. косвенно свидетельствует об ослаблении динамического барьера.

Ключевые слова: арктический полярный вихрь, динамический барьер, площадь вихря, полярные стратосферные облака, скорость ветра по границе вихря.

Для цитирования: Zuev V.V., Saveliyeva E.S., Pavlinsky A.V., Maslennikova E.A. Arctic polar vortex dynamics during winters 2014/2015 and 2020/2021 // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 114–123. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-114-123>.

Поступила 14.04.2023

После переработки 22.05.2023

Принята 01.06.2023

ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОГО ПОЛЯРНОГО ВИХРЯ ЗИМОЙ 2014/15 И 2020/21 ГГ. (РАСШИРЕННЫЙ РЕФЕРАТ)

Динамический барьер полярного вихря способствует сохранению низкой температуры внутри вихря в нижней стратосфере и препятствует проникновению воздушных масс внутрь вихря. Наличие динамического барьера на протяжении зимы является одним из критериев, определяющих возможность формирования озоновой аномалии в период с конца зимы по весну. В работе рассмотрена динамика арктического полярного вихря зимой 2014/15 и 2020/21 гг. на уровнях 50, 30 и 10 гПа с использованием метода оконтуривания вихрей с помощью геопотенциала. В начале января 2015 и 2021 гг. регистрировались большое и малое внезапные стратосферные потепления в результате расщепления (4 января 2015 г.) и значительного смещения (5 января 2021 г.) полярного вихря. В обоих случаях наблюдалось ослабление динамического барьера полярного вихря. Полярный вихрь характеризуется наличием динамического барьера, когда скорость ветра на протяжении всей границы вихря по горизонтали составляет более 20, 24 и 30 м/с на уровнях 50, 30 и 10 гПа соответственно. При этом снижение средней скорости ветра по границе вихря ниже 30, 36 и 45 м/с соответственно на уровнях 50, 30 и 10 гПа, как правило, свидетельствует о локальном уменьшении скорости ветра ниже 20, 24 и 30 м/с на этих уровнях, т. е. косвенно свидетельствует об ослаблении динамического барьера.

В 2015 г. после расщепления полярный вихрь достаточно быстро восстановился в нижней стратосфере, и последующие ослабления динамического барьера наблюдались только на уровне 10 гПа. Предполагается, что повышение температуры и разрушение частиц ПСО в нижней стратосфере наблюдались вследствие ослабления динамического барьера на уровне 10 гПа и наличия вертикальных движений внутри вихря. В свою очередь, в 2021 г. ослабление динамического барьера после события ВСП периодически прослеживалось на всех рассматриваемых уровнях. В 2015 г. после расщепления полярного вихря наблюдалось его постепенное восстановление и усиление вплоть до середины марта, в то время как в 2021 г. после смещения вихря в начале января наблюдалось его постепенное медленное ослабление и разрушение в апреле. Предполагается, что в 2015 г. восточная фаза КДЦ способствовала ослаблению изначально сильного полярного вихря, в то время как в 2021 г. изначально слабый полярный вихрь благодаря западной фазе имел необычно длительную продолжительность существования.

МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-124-140>
УДК 551.515+551.583.7+551.34 (268.53)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Природные условия района расположения полевой базы ААНИИ Хастыр на п-ове Хара-Тумус в Хатангском заливе

Д.Ю. Большиянов^{1*}, В.Т. Соколов¹, Б.С. Погребов¹, Б.Я. Нафиков¹, А.В. Крылов²

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

² — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*bolshiyarov@aari.ru

Резюме

В статье описаны природные условия настоящего времени и их изменения в прошлом в районе расположения полевой базы Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) на полуострове Хара-Тумус в Хатангском заливе. Полевая база организована в 2016 г. с целью обеспечения гидрометеорологической информацией нефтеразведочных работ в заливе. В настоящее время планируется ее закрытие по окончании работ, несмотря на очень благоприятное расположение для получения информации: о состоянии климата юго-западной части моря Лаптевых, слабо освещенной гидрометеорологическими наблюдениями, данными о ледовых условиях и колебаниях уровня моря в Хатангском заливе — важной части Северного морского пути; о режиме и процессах в толще многолетнемерзлых пород; о состоянии природной среды прошлого и настоящего. За 6 лет существования станции собран важный фактический материал по всем перечисленным направлениям исследований, обобщение которого является целью настоящей статьи.

Ключевые слова: Арктика, геологическое строение, гидрометеорологические условия, мерзлотные процессы, метеорологическая станция, палеогеография, Хатангский залив.

Для цитирования: Большиянов Д.Ю., Соколов В.Т., Погребов Б.С., Нафиков Б.Я., Крылов А.В. Природные условия района расположения полевой базы ААНИИ Хастыр на п-ове Хара-Тумус в Хатангском заливе // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 124–140. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-124-140>.

Поступила 25.01.2023

После переработки 28.03.2023

Принята 03.04.2023

Contemporary and ancient environmental conditions in the area of the AARI meteorological station Khastyr on Khatanga Bay on Hara-Tumus Peninsular

Dmitry Yu. Bolshiyarov^{1*}, Vladimir T. Sokolov¹, Boris S. Pogrebov¹,
Boris Ya. Nafikov¹, Anton V. Krylov²

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

² — A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

*bolshiyarov@aari.ru

Summary

The aim of the article is to characterize the current and ancient environmental conditions in the area around a new AARI meteorological station, located in the west of the Khara-Tumus Peninsula (73° 49' 39,5" N 109° 39' 13,5" E) on the Khatanga Bay of the Laptev Sea. The Khastyr meteorological station was organized in 2016, and for the moment a 6-year (2017–2022) series of hydrometeorological observations has been performed. The average annual temperature at the station is –11.7 °C. The maximum temperature is 31.8 °C, the minimum temperature is –47.3 °C. The annual amount of atmospheric precipitation is 238 mm. The wind blows from west to east or from east to west during most of the year. The maximum wind speed is 28 m/sec, the average wind speed is 5,4 m/sec. The ice cover in the Khatanga Bay disappears in the second part of July and forms again in September–October. The winter lasts here for 9 months of the year.

The geological, geomorphological and permafrost structure along the shoreline near the station is investigated. The cliff consists of marine sediments of the Middle and Late Pleistocene. The IR-OSL dating of the sands from the cliff's basement shows that the sediments are 206 000 year old. The marine sediments, including Karginsky deposits with wood and amber, dated by the radiocarbon method and shown to be 42 000 year old (45 000 calendar year old), are covered by Ice Complex sediments, the mammal bones from which have a radiocarbon age of 32 thousand years (36 thousand calendar years). The saiga (*Saiga tatarica*) bones found near the Taimyr Peninsula for the first time have a radiocarbon age of 17 thousand ¹⁴C years (22 thousand calendar years).

Permafrost processes are very active in this area of typical tundra. Therefore, a testing plot for investigating permafrost processes was organized on the territory of the station. Also, this place is very convenient for investigating coastal erosion processes. The Khastyr station can be used as a point for organizing complex studies of the natural environment in a typical tundra on the shore of Khatanga Bay.

Keywords: geological construction, Khatanga Bay, meteorological station, 6-year weather investigation, paleoenvironment, permafrost processes, the Arctic.

For citation: Bolshiyarov D.Yu., Sokolov V.T., Pogrebov B.S., Nafikov B.Ya., Krylov A.V. Contemporary and ancient environmental conditions in the area of the AARI meteorological station Khastyr on Khatanga Bay on Hara-Tumus Peninsular. *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 124–140. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-124-140>.

Received 25.01.2023

Revised 28.03.2023

Accepted 03.04.2023

ВВЕДЕНИЕ

Полевая база ААНИИ Хастыр, открытая 14 сентября 2017 г. (наблюдения ведутся с сентября 2016 г.), расположена на полуострове Хара-Тумус в Хатангском заливе, в точке с координатами 73° 49' 39,5" с. ш. 109° 39' 13,5" в. д. (рис. 1).

Полевая база находится в высокоширотной Арктике — в подзоне типичных (северных) тундр, на берегу Хатангского залива, где зима господствует 9 месяцев

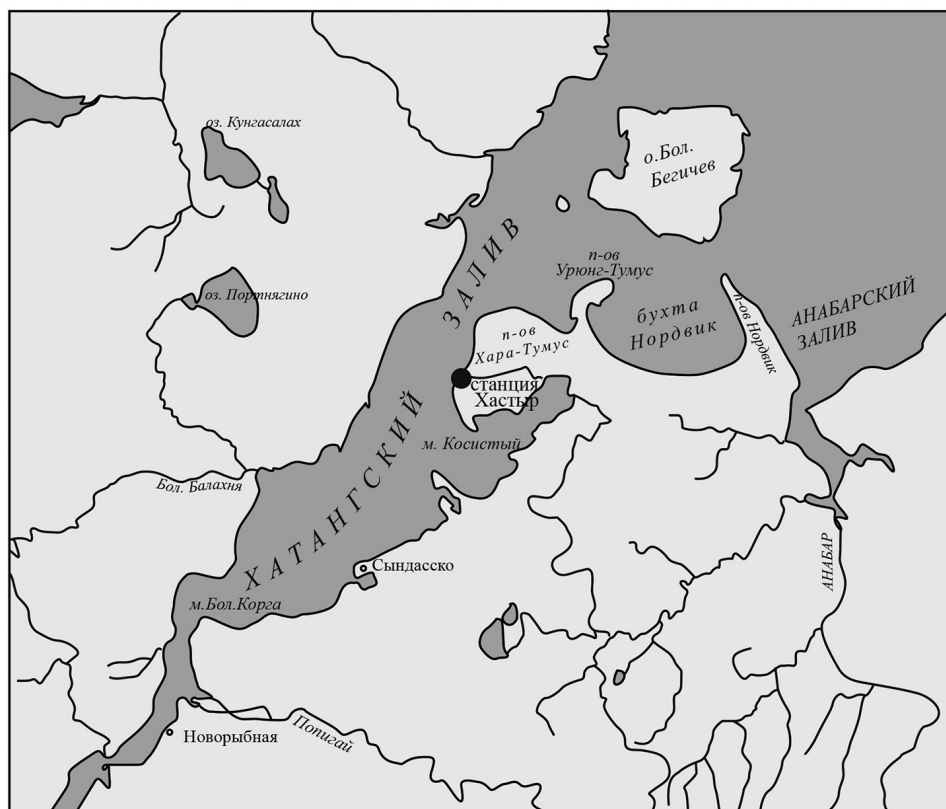


Рис. 1. Местоположение станции Хастыр

Fig. 1. Location of the Khastyr station

в году, залив очищается ото льда к концу июля, снег сходит с поверхности тундры в июне. Средняя температура января по обобщенным данным для этого района составляет -33°C , июля — 4°C . Осадков выпадает 205 мм в год, но это район избыточного увлажнения. В районе расположения станции дуют сильные ветры, в основном восточных и западных румбов. Среднегодовое количество дней со скоростями ветра более 15 м/с составляет 41. Суровость погоды в январе определяется индексом 2,5 шкалы Бодмана [1].

Станция занимает важное местоположение для проведения гидрометеорологических наблюдений, особенно если учесть, что в ближайшей округе гидрометеостанций нет. Расстояние до береговых станций: в Усть-Оленёке 350 км, Мыса Челюскина — 450 км, Хатанги — 315 км. В связи с закрытием гидрометеорологических станций о. Преображения, бухты Марии Прончищевой и ограниченным объемом информации АМСГ аэропорта Хатанга, новая станция дает возможность получить информацию о метеоусловиях на площади огромного пространства восточного Таймыра и юго-западного побережья моря Лаптевых. Наблюдения за уровнем моря осуществляются лишь на ближайшей полярной станции «Сого» около пос. Тикси (600 км к востоку). Были прекращены уровенные наблюдения на станции о. Голомянный (800 км к се-

веро-западу от Хастыра), а в поселках Хатанга (315 км к юго-западу от станции) и Усть-Оленёк уровень воды в устьях рек наблюдается по речной программе без современных привязок реперов к геодезической сети. Практически все побережье юго-западной части моря Лаптевых и северо-восточной части Карского моря осталось без наблюдений уровня моря, что совершенно неприемлемо в свете создания программ по развитию трассы Северного морского пути, а в научном плане недопустимо при исследованиях многолетних колебаний уровня Мирового океана.

Станция расположена на породах ледового комплекса в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП) и состоит из: метеоплощадки, ледовой лаборатории, жилых модулей, дизель-электрической станции, кают-компания, бани, камбуза, складов, гаража, станции сжигания отходов, вертолетной площадки; оснащена малой транспортной техникой (снегоходы, лодки, квадроцикл) и бульдозером для зимних снегоуборочных работ. Все строения имеют основанием деревянные сваи, забуренные в ММП.

Полевая база ведет наблюдения по программе морской гидрометеорологической станции второго разряда. На ней производятся стандартные метеорологические и актинометрические наблюдения с использованием автоматической метеорологической станции, а также выполняются гидрологические и ледовые наблюдения в прилегающей части Хатангского залива. Целью статьи является обобщение полученных на станции за 6 лет наблюдений метеорологических параметров, геологических, геоморфологических, палеонтологических данных, свидетельствующих о развитии природной среды изучаемой территории в прошлом.

РЕЖИМ ПОГОДЫ ПО ДАННЫМ СТАНЦИИ

Среднемесячные, максимальные и минимальные температуры воздуха за шестилетний период наблюдений (2017–2022) представлены на рис. 2.

Среднегодовая температура воздуха за указанный период наблюдений составила $-11,7 \pm 1,4$ °С, максимальная и минимальная температуры воздуха за период наблюдений были 31,8 °С и $-47,3$ °С.

Для измерения осадков использовался снегомер Третьякова. На рис. 3 приведены данные о распределении количества осадков по месяцам.

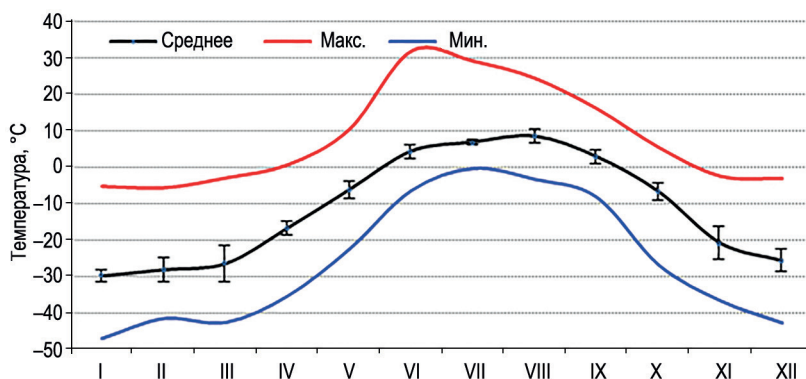


Рис. 2. Среднемесячные, максимальные и минимальные температуры воздуха (°С) по данным метеостанции Хастыр

Fig. 2. Average monthly, maximum and minimum air temperatures (°С) at the Khastyr station

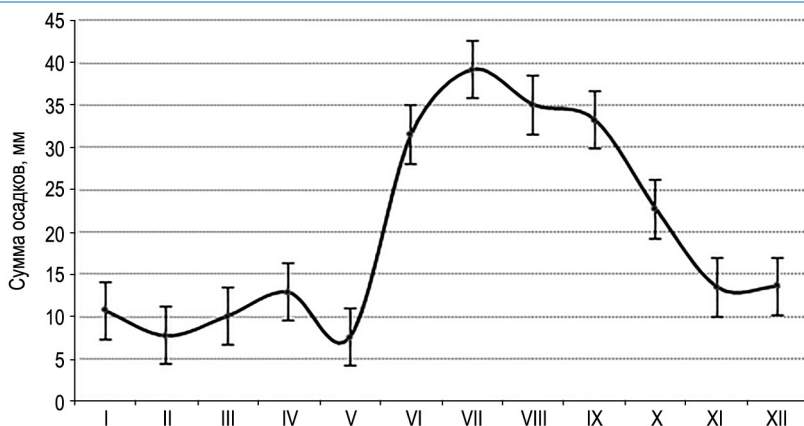


Рис. 3. Среднемесячное количество осадков (мм) и их стандартные отклонения за период 2017–2022 гг.

Fig. 3. Average monthly quantity and standard deviations of atmospheric precipitation (mm) at the Khastyr station in 2017–2022

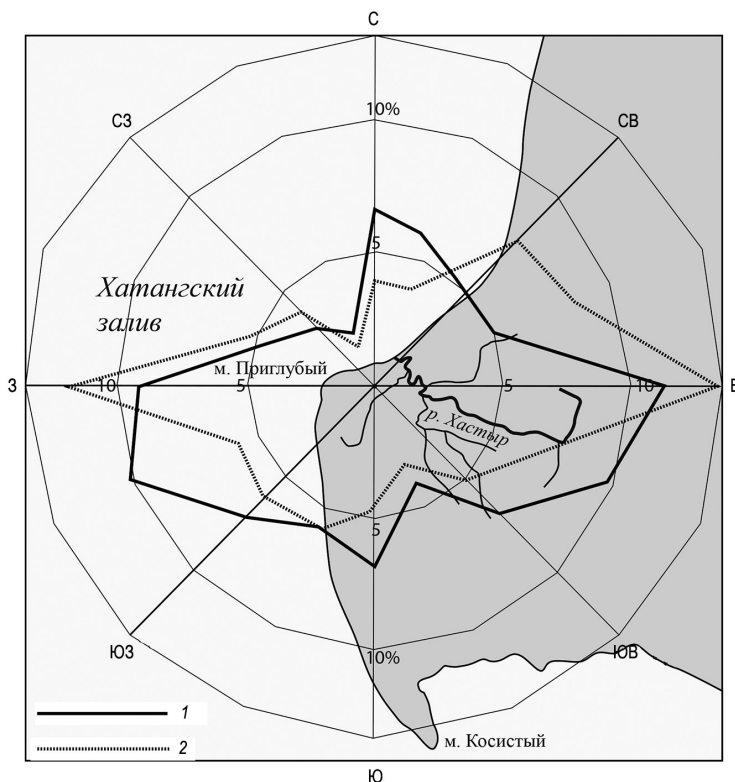


Рис. 4. Повторяемость направлений ветра за снежный период с октября по май (1) и бесснежный период с июня по сентябрь (2)

Fig. 4. Rose diagrams of wind directions for the snowy period (October–March) (1) and for the snowless period (June–September) (2)

Среднегодовая сумма осадков за период наблюдений составила 238 ± 45 мм. Наибольшее количество осадков выпадает с июня по октябрь. Высота снежного покрова к времени окончания снегонакопления в апреле–мае достигает 35 см. В 2017 и 2022 гг. его высота составляла 7–8 см. Максимальное снегонакопление (35 и 38 см) зафиксировано в мае 2019 г. и 2021 г. соответственно. Продолжительность периода без снега изменялась в пределах от 1,5 до 2 месяцев. Только в аномально теплом 2020 г. снега не было на поверхности тундры в течение 4 месяцев — с июня по сентябрь. Строения станции способствуют надувам снега толщиной до 1 м и более между ними.

Ветер в течение календарного года имеет преимущественно широтное направление, наиболее выраженное в период с мая по сентябрь (рис. 4). Еще более выраженные широтные направления ветров имеют место летом — с июня по сентябрь.

Средняя скорость ветра составляет 5,4 м/с, максимальная скорость достигает 28 м/с. Наибольшее количество метеорологических сроков со штилем отмечается в феврале и августе — 24 и 22 соответственно.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Станция Хастыр расположена на побережье Хатангского залива, в западной части п-ова Хара-Тумус, который резко выступает в залив с востока и перекрывает последний более чем на половину его ширины. Большая часть полуострова, а именно его западная часть, представляет собой морские террасы высотой до 75 м, в отличие от восточной части, которая характеризуется множеством термокарстовых озер, развивавшихся при затоплении полуострова морем в более позднюю фазу его формирования. Впрочем, эта низкая термокарстовая терраса восточной части полуострова также представляет собой морскую террасу, образование которой связано с протаиванием многолетнемерзлых пород при повышении уровня моря относительно современного, вероятно, уже в голоцене, как уже доказано для территории, прилегающей к дельте р. Лены [2]. Низовья р. Хастыр, на левобережье которой организована станция, представляют собой заполненную аллювиально-эстуарными осадками лагуну, отчлененную от залива пересыпью. Рельеф западной части полуострова — полого-увалистый, с большим количеством эрозионных долин, имеющих дендритовый в плане облик. Для долин рек характерны пологие склоны и V-образный поперечный профиль. На пологом склоне (южной и юго-восточной ориентировки) самой молодой из таких долин и самой нижней, впадающей в р. Хастыр прямо перед прораном, по которому последняя вытекает в море, расположена станция. С севера ее ограничивает термоабразионный уступ Хатангского залива высотой от первых до 40 м. Молодость долины, на склоне которой расположена станция, видна по отсутствию разработанного русла, вода стекает по травяному покрову между термокарстовыми воронками, заполненными водой. Термоабразионный уступ по всей протяженности п-ова Хара-Тумус (за исключением как раз устья р. Хастыр) срезает поверхность высокой террасы вместе с долинами рек, которые теперь часто обрываются в море своими бывшими верховьями. На карте динамики береговых процессов Хатангского залива (рис. 5), построенной в ААНИИ О.Н. Медковой [3], п-ов Хара-Тумус в районе устья р. Хастыр представлен активным клифом (термоабразионным уступом размыта), отступающим со скоростью до 1 м/год в условиях довольно слабого поступления наносов по нормали к берегу, т. к. волновая энергия слаба в этом направлении.

Вдольбереговые наносодвижущие силы, обусловленные волнением, проходя мимо устья р. Хастыр, встречаются с противоположно направленными потоками наносов у мыса Приглубый, где образуют двойную симметричную косу. Термоденудация бровки уступа и быстрая солифлюкция ежегодно поставляют на пляж довольно большой объем пород с крутого уступа, который, после размыва его волнами, включается во вдольбереговой поток наносов. Скорости отступления уступа размыва, который представлен клифом часто с нишей в основании, не так велики,

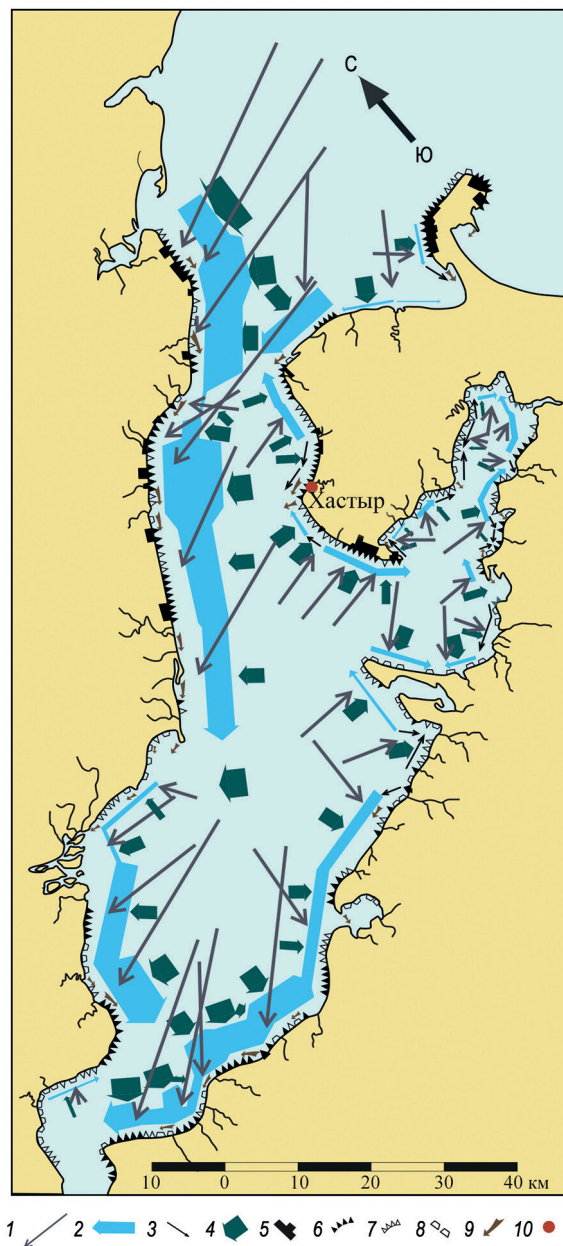


Рис. 5. Карта динамики берегов Хатангского залива, построенная О.Н. Медковой по методике Б.А. Попова и В.А. Совершаева [4]:

1 — энергетическая составляющая волнения (длина стрелки пропорциональна ее величине); 2 — вдольбереговая наносодвижущая составляющая потока волновой энергии (ширина стрелки пропорциональна ее величине); 3 — вдольбереговая наносодвижущая составляющая потока волновой энергии менее 300 условных единиц; 4 — нормальная к берегу наносодвижущая составляющая потока волновой энергии (ширина стрелки пропорциональна ее величине); 5 — среднемноголетние скорости отступления береговых уступов (толщина линии пропорциональна величине абразии); 6 — активный клиф; 7 — отмирающий клиф; 8 — отмерший клиф; 9 — направление развития современных аккумулятивных береговых форм рельефа; 10 — место расположения станции Хастыр

Fig. 5. Coastal dynamics map of the Khatanga Bay constructed by O.N. Medkova according to the method by B. Popov and V. Sovershaev [4]:

1 — power component of choppiness (the length of the arrow is proportional to its value); 2 — along-shoreline sediment transporting component of the wave energy (the width of the arrow is proportional to its value); 3 — along-shoreline sediment transporting component of the wave energy which is < 300 conventional units; 4 — perpendicular-to-the-shoreline sediment transporting component of the wave energy (the width of the arrow is proportional to its value); 5 — average annual speed of cliff retreating (the width of the arrow is proportional to the value of abrasion); 6 — active cliff; 7 — dying cliff; 8 — dead cliff; 9 — direction of present-day accumulative coastal forms displacement; 10 — location of the Khatyr station

как могли бы быть, если бы здесь происходило повышение уровня моря в многолетнем плане. Однако именно полуостров Хара-Тумус находится в зоне современного понижения уровня моря (по данным многолетних наблюдений на закрытой теперь гидрометеорологической станции Косистый [5]), отчего терморазрыв берега здесь не так велик, как на других берегах моря Лаптевых.

Геологическое строение полуострова определяется довольно мощной толщей четвертичных отложений, залегающих на меловых песчаниках, которые, однако, нигде, кроме мыса Косистый, не выходят на поверхность в районе западного побережья полуострова. Уступ размыва высотой до 40 м нацело сложен мерзлой толщей четвертичных отложений (рис. 6).

Основная часть разреза представлена песками морского происхождения, а сверху на песках залегают отложения ледового комплекса пород (ЛК), представляющие собой переслаивающиеся алевроиты и растительные остатки. В рельефе ЛК

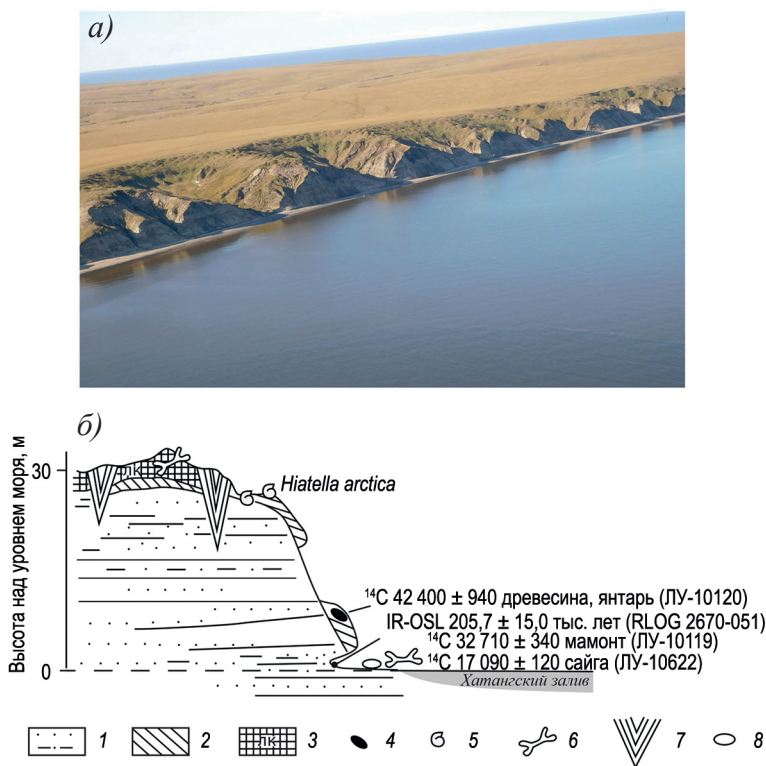


Рис. 6. Общий вид (а) и геологический разрез (б) уступа размыва п-ова Хара-Тумус в районе впадения р. Хастыр в Хатангский залив.

1 — пески и алевроиты плейстоценового возраста; 2 — каргинские эстуарно-морские отложения; 3 — отложения ледового комплекса; 4 — линзы слоенки с древесиной и янтарем; 5 — раковины морских моллюсков; 6 — кости млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса; 7 — ледяные жилы; 8 — галька и валуны

Fig. 6. View (a) and geological section (b) of the Khatanga Bay cliff in the place of Khashtyr River estuary.

1 — Pleistocene sand and silt; 2 — Karginsky (MIS 3) marine and estuarine sediments; 3 — Ice Complex sediments; 4 — layered sands with drift wood and amber; 5 — shells of marine mollusks; 6 — bones of Ice Complex mammals; 7 — ice wedges; 8 — pebbles and boulders

проявляет себя в виде байджарахов, смещающихся вниз по склону. Из них периодически вытаивают кости животных мамонтового комплекса конца позднего неоплейстоцена и сносятся склоновыми движениями к подножию уступа размыва и далее на морское дно. Вблизи станции отобран бивень мамонта, залегающий на склонах распада в 10 м выше уровня моря и снесенный из слоенки ЛК вниз потоком быстрой солифлюкции. Определение возраста органического материала радиоуглеродным методом выполнено в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. Кёппена СПбГУ. Радиоуглеродный возраст бивня составил 31710 ± 340 лет (36050 ± 360 лет — календарный возраст, ЛУ-10119). Радиоуглеродный возраст верхней части черепа сайгака, найденного у подножия уступа размыва мыса Отлогий в южной части полуострова, составил 17090 ± 120 лет (20650 ± 140 календарных лет, ЛУ-10622). Часть черепа с рогами была найдена на осушке пляжа, но не переносилась далеко, т. к. кости оказались в хорошо сохраненном состоянии. Череп также залегал в отложениях ЛК и был снесен вниз при разрушении уступа размыва. Это первая находка верхнеплейстоценовой сайги вблизи п-ова Таймыр. Ранее фрагменты черепа ископаемой сайги находилась восточнее — в низовьях рек Оленёк и Лена [6, 7], а на самом полуострове Таймыр кости сайги никем не обнаруживались [8]. Южное животное (в современных ареалах) обитало в преддверье Таймыра в самое холодное время верхнего неоплейстоцена. По мнению А.В. Шера, ископаемая сайга служит индикатором климата и ландшафтов, в которых она обитала. Этот ландшафт должен был обладать равнинным рельефом, сухой твердой поверхностью, холодным и сухим климатом с годовым количеством осадков не более 300 мм и малым количеством снега зимой — не более 20 см толщиной. Растительность должна была быть тундростепной ксерофитного облика с преобладанием злаковых, лебедовых растений и полыней с примесью тундровых кустарников [6].

Возраст морских песков в основании уступа под станцией определен методом оптически-стимулированной люминесценции (IR-OSL) в научно-исследовательской лаборатории геохронологии четвертичного периода “GeoAge” (Таллинн, Эстония). Он оказался равным $205,7 \pm 15,0$ тыс. лет (RLQG 2670-051). Осадки представлены горизонтально-слоистыми песками и алевроитами (см. рис. 5). На различных высотах над поверхностью пляжа среди песков встречаются линзы переслаивания песков и растительных остатков (древесная щепка, обломки ветвей деревьев с содержащимися в них мелкими гальками янтаря). Это типичная слоенка, образующаяся в лагунно-эстуарных условиях на мелководье [2, 9] не только в Хатангском заливе, но и в других эстуарно-морских и лагунных отложениях, описанных также в долинах рек Архангельской области, на Пай-Хое [10], где предположен каргинский возраст морских террас и слоенки. Радиоуглеродная датировка древесины из линзы слоенки с янтарем (вскрытой на высоте 7,5 м над пляжем (см. рис. 6)), составила 42400 ± 940 лет (45260 ± 850 календарных лет, ЛУ-10120), что подтверждает каргинский возраст [11] морских отложений в Хатангском заливе, как и в других районах арктического побережья России [12, 13, 14], а значит, и реальность каргинской трансгрессии в арктических морях Российской Арктики.

Собранные образцы янтаря (рис. 7) из линз слоенки имеют лимонно- и светло-желтый (70 %), оранжевый (20 %), костяной (9 %), редко красный (1 %) цвет. Зерна покрыты тонкой корочкой окисления. Твердость найденного янтаря 1,3–2,2 по шкале Мооса.



Рис. 7. Образец янтаря, собранный в линзах слоенки в уступе размыва в районе станции Хастыр

Fig. 7. Sample of amber, collected in cliff at the Khastyr station region

По форме выделений зерна имеют: 70 % — пластинчатую, 25 % — каплевидную, 5 % — круглую и овальную формы. 70 % зерен окатаны, 30 % — обломаны. По составу данные образцы относятся к хрупким разновидностям янтареподобных смол — ретинитам. Данные исследования во многом совпадают с исследованиями хатангских смол, проведенными М.А. Богдасаровым методом инфракрасной спектроскопии [15].

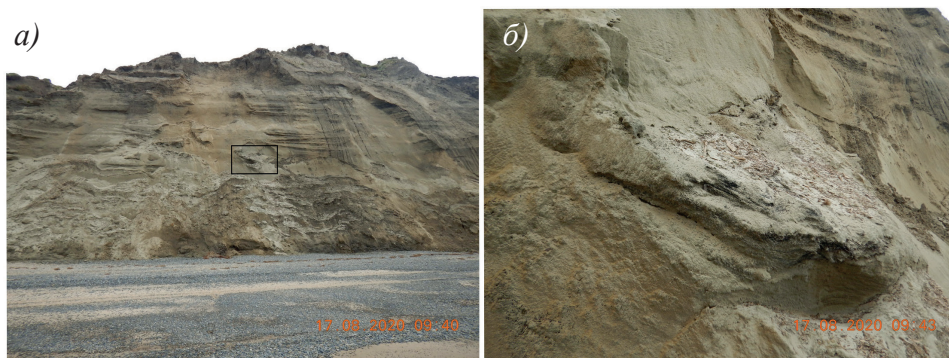


Рис. 8. Оползание толщи каргинских отложений по среднелепистоценовым пескам.

На фрагменте б) крупным планом показана выделенная на фрагменте а) область — линза слоенки с древесными остатками и янтарем, которая пока задержалась на склоне, но в ближайшее время разрушится

Fig. 8. Landslide of Karginy sediments along Middle Pleistocene sands.

The assigned area of fig. (a) shows the lens of sand with driftwood and amber (b). The landslide mass is about to be destroyed by the waves

На морское происхождение песков и алевритовых песков, подстилающих отложения ЛК, указывают не только линзы слоенки, но и скопления на поверхности в прибрежной части крутой части уступа размыва (см. рис. 6) раковин двустворчатого моллюска *Hiatella arctica* (Linn.). Также о морских условиях осадконакопления свидетельствуют корочки соли на поверхности осадков — так называемые солонцы-лизунцы, на которые приходят олени удовлетворить свои солевые потребности.

В уступе размыва хорошо видно, что толща каргинских морских отложений с линзами растительных остатков (от коры до бревен деревьев) и янтарем прислонена к толще среднеплейстоценовых песков (рис. 8).

В настоящее время происходит вскрытие этой толщи из-под «коры» более поздних каргинских наслоений. А сверху на эти отложения сползают массы ледового комплекса пород. Т. е. условия залегания четвертичных отложений в разрезах берегов Хатангского залива чрезвычайно сложные в связи с наличием многолетней мерзлоты и активнейшими процессами быстрой солифлюкции, оползания масс грунта и смещения целых блоков пород с верхней части уступа к его подножию.

МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫЕ ПОРОДЫ И РАЗВИВАЮЩИЕСЯ В НИХ ПРОЦЕССЫ

Станция Хастыр расположена в зоне сплошного залегания ММП, мощность которых достигает 500 м. Температура грунта на глубине подошвы сезонных колебаний температур составляет -12°C [1]. Толщина деятельного слоя грунта на территории станции определяется измерением металлическим щупом через каждые 5 дней на постоянно закрепленных профилях (540 точек измерений), изображенных на рис. 9.

Протаивание грунта на территории станции достигает максимума во второй декаде сентября и составляет в среднем 40 см (рис. 10). Из данных промеров также

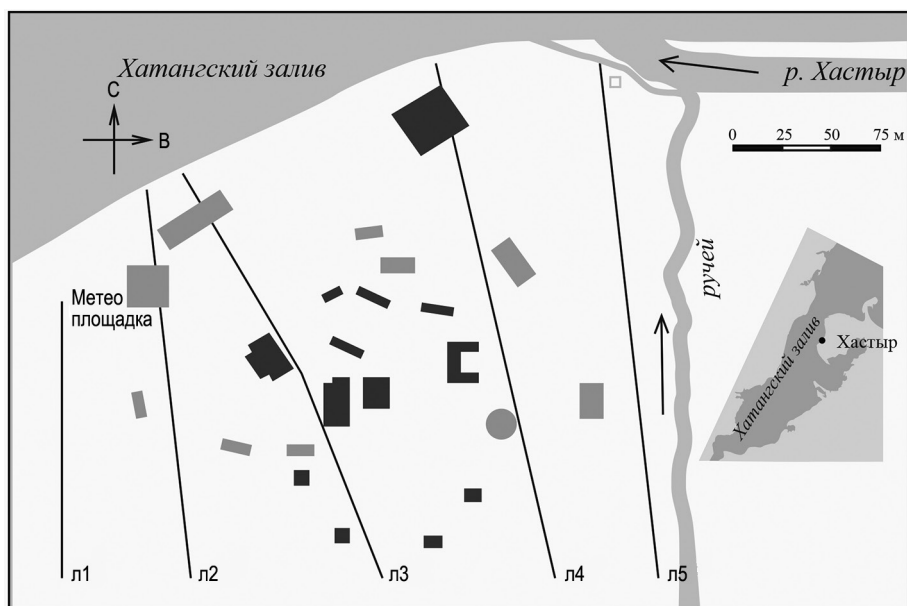


Рис. 9. Схема станции Хастыр с расположением профилей (л1–л5) слежения за динамикой протаивания деятельного слоя грунта

Fig. 9. Khastyr station chart showing the location of profiles (l1–l5) for active layer thickness measuring

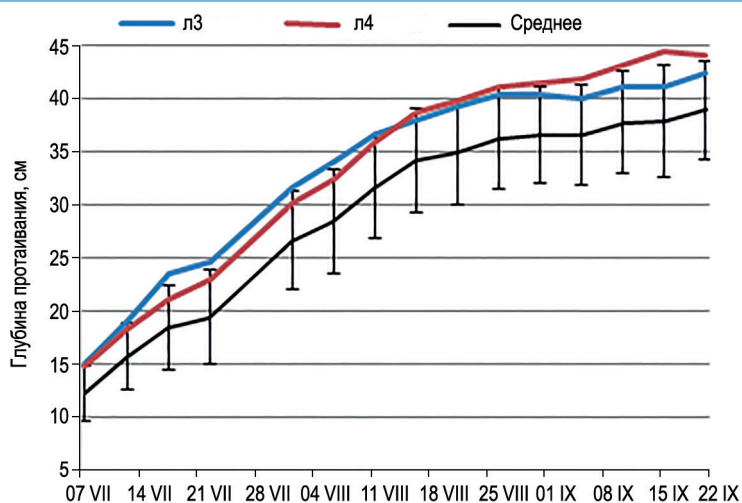


Рис. 10. Толщина деятельного слоя грунта летом 2022 г. в среднем по всем 540 точкам измерений на полигоне и на профилях 3 и 4, на которых сконцентрированы постройки станции

Fig. 10. Average thickness (cm) of the active layer along permafrost profiles by all 540 points of measurements and along 3 and 4 lines, which cross the center of the station



Рис. 11. Вездеходная дорога, проложенная до основания станции, по которой происходит активное протаивание грунта

Fig. 11. Vehicle road, broken before station building, with active melting of frozen ground

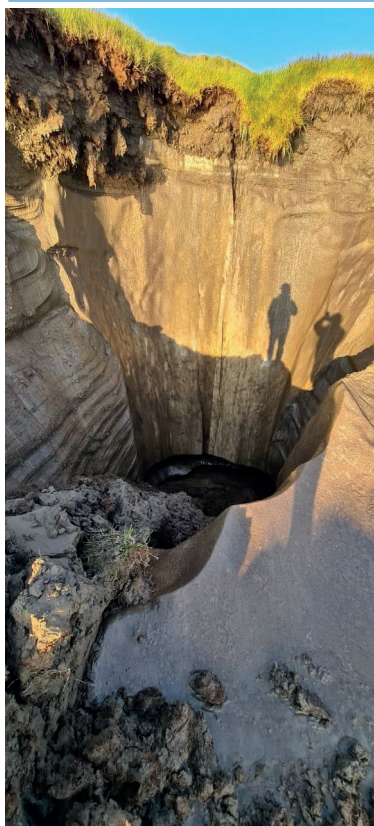


Рис. 12. Колодец-провал в зоне бровки берегового уступа бухты Нордвик (50 км к востоку от станции Хастыр)

Fig. 12. Permafrost caving, which originated as a result of ice wedge breaking and subsequent erosion by water, at the brow of the cliff of Uryung-Thumus Peninsula (50 km to the East of the Khasrtyr station)

следует, что строения станции оказывают влияние на величину протаивания грунта. Так, по профилям 3 и 4 (на которых сконцентрировано наибольшее количество построек) протаивание на 5–10 см больше по сравнению с окраинной станции (профили 1, 2, 5) в любые сроки измерений. Центр станции летом наиболее обводнен по сравнению с окружающей тундрой, что хорошо видно на космических снимках. Это связано с микро-рельефом станции, которая расположена в небольшом углублении формирующейся долины, временные водотоки которой обводняются еще и в связи с более значительным снегонакоплением между строениями станции. На глубину протаивания грунта значительно влияют климатические условия каждого года. Так, толщина деятельного слоя грунта в конце сезона протаивания сравнительно холодного 2022 г. составила в среднем 40 см и не превышала 55 см. Аномально теплый 2020 г. характеризовался глубиной протаивания, достигшей 75 см на вертолетной площадке, а умеренно теплый 2018 г. в той же точке — 55 см.

Место расположения станции характеризуется довольно контрастным микрорельефом, обусловленным мерзлотными процессами, главными из которых являются полигонообразование по ледяным жилам и углубление первоначальных морозобойных трещин эрозией стекающей воды. Такой характер полигонообразования влечет за собой значительные деформации и протаивание грунта под транспортными путями. Проложенная гусеничным транспортом еще до основания станции дорога вдоль обрыва к северу от построек представляет собой углубившиеся колеи глубиной до 1 м и более (рис. 11).

Если проследить эту дорогу по космоснимкам до пос. Косистый, до которого она наезжена, то нетрудно убедиться в том, что участки дороги согласно уклонам местности местами превращаются в водотоки, между которыми вода скапливается в техногенных термокарстовых ваннах.

Во время существования станции ее сотрудниками было отмечено очень интересное геокриологическое явление, которое имеет место как на п-ове Хара-Тумус, так и на п-ове Урюнг-Тумус. Это появляющиеся зияющие провалы в районе бровки уступа размыва полуостровов. Можно было бы предположить, что они связаны с выбросом метана из мерзлых недр, как и на п-ове Ямал [16]. Однако даже на фотографиях видно (рис. 12), что провалы не имеют выбросов грунта, который характерен при взрывах газа на Ямале. Провальные явления здесь, по-видимому,



Рис. 13. Процесс быстрой солифлюкции по распадкам, возникшим на месте растаявших ледяных жил (а); солифлюкционный язык на пляже (б)

Fig. 13. Process of fast solifluction in the creek valley, which originated along melted ice wedges (a), solifluction lobe on the beach (б)

возникают в результате разрыва ледяных жил в малоснежные зимы, когда градиенты температур воздуха и грунта очень велики. В последующие весенние и летние сезоны в первичный разрыв устремляются талые снеговые воды, вызывающие расширение и углубление колодцев, из которых по эрозионной долине в сторону залива истекают массы влагонасыщенного талого грунта. Последние поступают на пляж (рис. 13), где их поджидают воды залива, которые во время штормов разрушают конусы выноса, сложенные алеврито-песчаной массой, и включают снесенный обломочный материал в процессы вдольберегового перемещения наносов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На станции Хастыр в ходе шестилетнего цикла метеорологических наблюдений получены погодные характеристики места расположения станции — восточного побережья Хатангского залива. Среднегодовая температура воздуха здесь равна $-11,7 \pm 1,4$ °C, изменяясь за шесть лет наблюдений от $-12,8$ до $-8,9$ °C. Средняя температура самого холодного месяца (января) составила $-29,9 \pm 1,6$ °C, самого теплого месяца (августа) $8,3 \pm 1,9$ °C. Среднегодовая сумма осадков за период наблюдений составила 238 ± 45 мм. Ветер чаще всего дует с востока на запад и с запада на восток, в среднем составляя 5,4 м/с, а при порывах достигая величины 28 м/с.

Хатангский залив вскрывается от льда в июле, а образование устойчивого ледяного покрова происходит в сентябре-октябре.

В районе станции активно действуют мерзлотные процессы. Сезонное протаивание многолетнемерзлых пород достигает максимальной величины в 75 см, циклически колеблясь в зависимости от хода летних температур воздуха и величины снегонакопления зимой. В районе бровки уступа размыва Хатангского залива активно действуют процессы термоденудации, быстрой солифлюкции, образования колодцев-провалов по ледяным жилам зимой и эрозии их талыми снеговыми водами летом.

В среднем и позднем неоплейстоцене в районе исследований господствовали обстановки морского осадконакопления, которые подтверждены датировками отложений и палеонтологическими сборами как в районе станции, так и на близлежащих берегах Хатангского залива. В каргинское время позднего неоплейстоцена здесь

также имели место условия морского залива-эстуария с подъемом уровня моря до 30–40 м по сравнению с современным уровнем моря, накоплением янтаря в линзах с растительным детритом и песком, переходом морских осадков, содержащих фауну морских моллюсков, в отложения ледового комплекса (ЛК), в которых захоронены остатки животных мамонтового фаунистического комплекса. Этот переход происходил в результате увеличения суровости климата и глубокого промерзания формировавшихся лагунно-морских отложений, но в условиях высокого по сравнению с современным уровня моря. Впервые вблизи берегов п-ова Таймыр в отложениях ЛК обнаружены остатки сайги (часть черепа), которые датированы радиоуглеродным методом 17090 ± 120 лет (20650 ± 140 календарных лет), что указывает на то, что южное в современном ареале своего обитания животное жило здесь — в преддверии Таймыра, в самых холодных условиях позднего неоплейстоцена — в эпоху последнего ледникового максимума.

Организованная в 2016 г. станция Хастыр расположена в очень удобном месте для климатических, мерзлотных, палеогеографических исследований и могла бы стать пунктом комплексного мониторинга состояния природной среды в западной части моря Лаптевых, по которой в настоящее время даже гидрометеорологических данных крайне недостаточно.

Конфликт интересов. Авторы статьи заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Благодарности. Авторы благодарны дирекции ФГБУ «ААНИИ» за поддержание жизнедеятельности станции Хастыр в течение нескольких лет, вследствие чего получены легшие в основу статьи данные, обработка которых продолжается.

Competing interests. The authors declare no conflict of interests.

Acknowledgements. The authors express their gratitude to the AARI board, which works hard to maintain the Khastyr Station. Data from the Khastyr station provide the basis for this article, and they are still being processed.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Арктики. М.: ГУГК, 1985. 204 с.
2. *Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 267 с.
3. *Большаинов Д.Ю., Зимичев В.П., Медкова О.Н.* Эстуарно-дельтовая система р. Хатанги // Эстуарно-дельтовые системы России и Китая. М.: ГЕОС, 2007. С. 163–174.
4. *Попов Б.А., Совершаев В.А.* Принципы выбора исходных данных для расчета потоков волновой энергии // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981. С. 47–53.
5. *Ашик И.М., Макаров А.С., Большаинов Д.Ю.* Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23–27.
6. *Шер А.В.* Ископаемая сайга на севере Восточной Сибири и Аляске // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1967. № 33. С. 97–112.
7. *Spassov N.* The Southwesternmost distribution of the Saiga in the Holocene of Europe: A Saiga Tatarica find from an archaeological site in Bulgaria // Gatsov I., Guadelli J.-L. (eds.) *Saxa Loquuntur*. Volume in honour of the 65th anniversary of Nikolai Sirakov. Sofia: Avalon publisher, 2009. P. 317–322.
8. *Möl D., Tikhonov A., Van Der Plicht H., Bolshiyonov D.* Discoveries of woolly mammoth, *Mammuthus primigenius* (Proboscidea: Elephantidae) and some other Pleistocene mammals on the Taimyr Peninsula // Russian Journal of Theriology. 2003. V. 2. № 2. P. 77–95.

9. Макаров А.С., Большианов Д.Ю. Органоминеральные отложения на побережьях как индикатор положения уровня моря в прошлом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 1 (111). С. 46–56.
10. Крылов А.В., Калугин П.С. Югорские и канинские хрупкие смолы (ретиниты) — новый вид ювелирного сырья из кайнозойских отложений западной части Российской Арктики // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2019. Вып. 6. С. 94–107.
11. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Труды АНИИ. 1948. Т. 201. 135 с.
12. Большианов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля: оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеиздат, 1995. 217 с.
13. Молодьков А.Н. Каргинское время (МИСЗ): геохронологические свидетельства по данным ЭПР и ОК-ОСЛ анализов раковин морских моллюсков и вмещающих отложений // Сборник материалов международной конференции «Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов», симпозиума Германской академии естествоиспытателей «Леопольдина», Международного полевого симпозиума INQUA PeriBaltic WG. СПб. 9–17.09.2012. СПбГУ. СПб., 2012. С. 215–219.
14. Molodkov A. The Late Pleistocene palaeoenvironment evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusk shell based ESR dating evidence // Quaternary International. 2020. V. 556. P. 180–197.
15. Богдасаров М.А. Янтарь и другие ископаемые смолы Евразии. Брест: БРГУ, 2011. 263 с.
16. Кизяков А.И., Союшкин А.В., Лейбман М.О., Зимин М.В., Хомутов А.В. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на Центральном Ямале // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 15–25.

REFERENCES

1. *Atlas Arktiki*. Atlas of the Arctic. Moscow: GUGK, 1985: 204 p. [In Russian].
2. Bol'shiyanov D.Iu., Makarov A.S., Shnaider V., Shtoff G. *Proiskhozhdenie i razvitie del'ty reki Leny*. Origin and evolution of the Lena River Delta. St. Petersburg: AARI, 2013: 267 p. [In Russian].
3. Bol'shiyanov D.Iu., Zimichev V.P., Medkova O.N. Estuary and delta system of the Khatanga River. *Estuarno-del'tovye sistemy Rossii i Kitaia*. Estuary and delta systems of Russia and China. Moscow: GEOS. 2007: 163–174. [In Russian].
4. Popov B.A., Sovershaev V.A. Option choice principles of wave energy calculation. *Beregovaia zona moria*. Sea coastal zone. Moscow: Nauka, 1981: 47–53. [In Russian].
5. Ashik I.M., Makarov A.S., Bol'shiyanov D.Iu. Evolution of Russian Arctic coasts in causation with sea level fluctuations. *Meteospekt*: 2010, 2: 23–27. [In Russian].
6. Sher A. V. Fossilized saiga on the North of East Siberia and Alaska. *Biulleten' komissii po izucheniiu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission of Quaternary studying. 1967, 33: 97–112. [In Russian].
7. Spassov N. The Southwesternmost distribution of the Saiga in the Holocene of Europe: A Saiga Tatarica find from an archaeological site in Bulgaria. Gatsov I., Guadelli J.-L. (eds.) *Saxa Loquuntur*. Volume in honour of the 65th anniversary of Nikolai Sirakov. Sofia: Avalon publisher, 2009: 317–322.
8. Möl D., Tikhonov A., Van Der Plicht H., Bolshiyarov D. Discoveries of woolly mammoth, *Mammuthus primigenius* (Proboscidea: Elephantidae) and some other Pleistocene mammals on the Taimyr Peninsula. *Russian Journal of Theriology*. 2003, 2, 2: 77–95.
9. Makarov A.S., Bol'shiyanov D.Iu. Layered organic and mineral sediments on coasts as the indicator of sea level fluctuations in the past. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2017, 1 (111): 46–56. [In Russian].
10. Krylov A.V., Kalugin P.S. Iugorskie and kaninskie brittle tar (retinite) as a new type of jewelry materials from Cenozoic sediments of western part of Russian Arctic. *Rel'ef i chetvertichnye*

obrazovaniia Arktiki, Subarktki i Severo-Zapada Rossii. Relief and Quaternary deposits of Arctic, subarctic and Nord-West of Russia. 2019, 6: 94–107. [In Russian].

11. Saks V.N. *Chetvertichnyi period v Sovetskoj Arktike*. Quaternary in Soviet Arctic. *Trudy Arkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of ARI. 1948, 201: 135 p. [In Russian].

12. Bol'shiianov D.Iu., Makeev V.M. *Arkipelag Severnaia Zemlia oledenenie, istoriia razvitiia prirodnoi sredy*. Severnaya Zemlya Archipelago — history of environment evolution. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1995: 217 p. [In Russian].

13. Molod'kov A.N. *Karginskoe vremia (MIS3): geokhronologicheskie svidetel'stva po dannym EPR i OK-OSL analizov rakovin morskikh molliuskov i vmeshchaiushchikh otlozhenii*. Karginsky time (MIS3): geochronology by ESR and IR-OSL dating of marine mollusk shells and enclosing sediments. Proc. of Int. Symp. Geomorphological and paleogeographical investigation of Polar Regions ("Leopoldina"). St. Petersburg, 2012: 215–219. [In Russian].

14. Molodkov A. The Late Pleistocene palaeoenvironment evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusk shell based ESR dating evidence. *Quaternary International*. 2020, 556: 180–197.

15. Bogdasarov M.A. *Iantar' i drugie iskopaemye smoly Evrazii*. Amber and other fossil tars of Eurasia. Brest: A.S. Pushkin Byelorussian State University, 2011: 263 p.

16. Kiziakov A.I., Soniushkin A.V., Leibman M.O., Zimin M.V., Khomutov A.V. Geomorphological conditions of the gas-emission crater and its dynamics in Central Yamal. *Kriosfera Zemli*. Kriosphere of the Earth. 2015, 19, 2: 15–25. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-141-156>
УДК 551.513

**ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ****ORIGINAL ARTICLE**

Некоторые закономерности формирования экстремальных приземных температур воздуха в районе архипелага Шпицберген в холодный период года

И.А. Ильющенко^{1}, А.Я. Коржиков¹, Б.В. Иванов^{1,2}*

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

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

**ilyushenkova@aari.ru*

Резюме

В статье представлены результаты исследования метеорологических условий при формировании экстремальных приземных температур воздуха (ПТВ) в холодный период года с октября по май в районе поселка Баренцбург, арх. Шпицберген. В исследовании получены экстремальные значения ПТВ, проведена оценка связи экстремальной ПТВ в Баренцбурге с ПТВ в пунктах Лонгйир, Хорнсунн, Ис-фьорд Радио, Пирамида, Нью-Олесунн. Выделены и рассмотрены экстремально холодные и теплые периоды года с октября по май за ряд наблюдений с 1912 по 2022 г. Проанализированы особенности атмосферной циркуляции на приземном уровне, уровнях высот геопотенциальных поверхностей 500 гПа и 700 гПа, аномалии ПТВ, приводятся результаты сопоставления индексов атмосферной циркуляции НАО и АО при формировании экстремальных ПТВ. Полученные оценки макропроцессов могут применяться при составлении долгосрочных прогнозов по северной полярной области и детализации их по району Шпицбергена.

Ключевые слова: атмосферная циркуляция, Западная Арктика, синоптические процессы, температура воздуха, циркумполярный вихрь, Шпицберген.

Для цитирования: Ильющенко И.А., Коржиков А.Я., Иванов Б.В. Некоторые закономерности формирования экстремальных приземных температур воздуха в районе архипелага Шпицберген в холодный период года // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 141–156. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-141-156>.

Поступила 20.03.2023

После переработки 16.05.2023

Принята 02.06.2023

Some patterns of formation of extreme surface air temperature in the area of the Spitzbergen (Svalbard) archipelago during the cold period

Irina A. Ilyushchenkova^{1}, Alexander Ya. Korzhikov¹, Boris V. Ivanov^{1,2}*

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

² — Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

**ilyushenkova@aari.ru*

Summary

The article presents research findings of meteorological conditions during the formation of extreme surface air temperature (SAT) in the cold period from October to May in the Barentsburg area, the Spitzbergen (Svalbard) archipelago. Six extremely cold periods and six extremely warm periods for the weather sequence from 1912 to 2022 are considered. Correlation coefficients of extreme SAT in Barentsburg with extreme SAT in the points of Longyearbyen, Hornsund, Isfjord Radio, Pyramiden, Nu-Alesund, located in the west of Spitzbergen (Svalbard), were calculated. Also, characteristics of atmospheric circulation at the surface level, the level of the geopotential surface 500 hPa and 700 hPa and air temperature anomalies are analyzed, the results of comparing atmospheric circulation indices NAO and AO in the formation of extreme SAT are presented. Characteristic localizations of the polar vortex were found during the formation of negative and positive anomalies of SAT. For cold periods with extremely low temperatures, the localization of the polar vortex in the northeast of the Kara Sea and Severnaya Zemlya archipelago is observed. At the surface level the baric trough from the Atlantic depression is shifted to the coast of Scandinavia and the southern part of the Barents Sea. The Svalbard region is under the influence of the periphery of the anticyclonic field over the Arctic basin, Greenland, over the western Arctic Seas, conditions are formed for the deviation of SAT by 3–4 degrees below normal. In the case of extremely high SAT, the polar vortex is shifted to the eastern part of the Canadian Arctic Archipelago and the Baffin Sea. At the surface level, the baric trough from the Icelandic depression develops over the Greenland, Norwegian and Barents Seas, which leads to the moving of warm air masses from the Atlantic to polar latitudes and the formation of average SAT in the Spitzbergen (Svalbard) region above long-term values by 1–2 degrees. The estimates of macroprocesses obtained can be used for preparing long-term forecasts for the northern polar region and detailing them for the Spitzbergen (Svalbard) region.

Keywords: air temperature, atmospheric circulation, polar vortex, Svalbard, synoptic processes, Western Arctic.

For citation: Ilyushchenkova I.A., Korzhikov A.Ya., Ivanov B.V. Some patterns of formation of extreme surface air temperature in the area of the Spitzbergen (Svalbard) archipelago during the cold period. *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 141–156. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-141-156>.

Received 20.03.2023

Revised 16.05.2023

Accepted 02.06.2023

ВВЕДЕНИЕ

Формирование температурного режима, в том числе и экстремальных значений, над районом арх. Шпицберген во многом зависит от характера атмосферной циркуляции.

Особенностью атмосферной циркуляции в районе Шпицбергена является нахождение вблизи климатического арктического фронта, протягивающегося от Исландии в район арх. Новая Земля, а также вблизи таких центров действия атмосферы, как Исландский минимум и Арктический максимум. Район исследования расположен на пути движения циклонов из района Исландии на северо-восток, в Западную Арктику. Кроме того, архипелаг расположен на границе трех западных арктических морей (Гренландского, северной части Норвежского и Баренцева). Западная и южная часть архипелага омываются теплыми водами Западно-Шпицбергенского течения, а восточные и северные части — холодными и распресненными водами, поступающими из центральной части Арктического бассейна и несущими дрейфующие льды [1]. Контрасты, которые возникают между температурой поверхности воды и приземной температурой воздуха (ПТВ), обуславливают активный циклогенез в течение почти всего года.

Исследования атмосферной циркуляции в Арктике и движения крупномасштабных воздушных масс имеют богатую историю. Важным вкладом в изучение

атмосферной циркуляции и прогнозирование метеорологических условий стали фундаментальные исследования Г.Я. Вангенгейма, А.А. Гирса, Х.П. Погосьяна [2–4]. Собственно климату Баренцевоморского региона посвящены исследования, выполненные в работах [5–7].

Более детально изучение температурного режима арх. Шпицберген и атмосферной циркуляции представлено в работе [8], в которой исследовано влияние атмосферной циркуляции на метеорологические условия на северо-западе Шпицбергена в период 2010–2013 гг. Анализ атмосферной циркуляции в районе арх. Шпицберген в период потепления 1920–1950 гг., отмечаемый как период первого потепления в Арктике, и «современный» период 1985–2015 гг., с использованием классификации Вангенгейма–Гирса, представлен в работе [9]. Формирование аномалий ПТВ в Арктике в холодный (с октября по май) и в теплый (с мая по октябрь) периоды года в зависимости от характера атмосферной циркуляции над Арктикой описывается в работе [10]. Особенности атмосферной циркуляции в холодный (с ноября по апрель) и теплый (с мая по октябрь) периоды года рассмотрены в работе [11].

В исследовании [12] приводятся результаты изучения отдельно экстремально теплой зимы (с декабря по февраль) 2015/16 г., авторы работы отмечают рекордное потепление в Арктике, сосредоточенное в Баренцевом и Карском морях, юго-западной части Аляски и центральной части Северного Ледовитого океана. В работе [13] также рассматриваются экстремальные ПТВ в Арктике в январе и феврале 2016 г., изучается атмосферная циркуляция на высоте геопотенциальной поверхности 700 гПа и отмечается расщепление циркумполярного вихря на два основных центра. В исследовании [14] рассматриваются три причины формирования экстремальных температур воздуха над Арктикой, такие как: горизонтальный и вертикальный перенос, диабатические процессы и влияние атмосферной циркуляции.

В настоящем исследовании использовался наиболее длинный однородный ряд данных ПТВ для района арх. Шпицберген (более 75 % данных — это регулярные инструментальные наблюдения), что позволяет сделать заключение о том, что полученные результаты объективны и значимы. Рассматриваемый в данной работе временной интервал с 1912 по 2022 г. включает в себя периоды потеплений, отмечаемые как первый период потепления в Арктике и «современный», а также период понижения температуры в начале и середине XX в., что создает достоверную картину изменений ПТВ.

Целью исследования является анализ гидрометеорологических условий в районе арх. Шпицберген при формировании экстремальных ПТВ в холодные периоды, установление взаимосвязи между особенностями атмосферной циркуляции и формированием экстремальных ПТВ. Знания закономерностей и причин формирования экстремальных ПТВ могут применяться при составлении долгосрочных прогнозов по северной полярной области и детализации их по району Шпицбергена.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ, ДАННЫЕ И МЕТОД АНАЛИЗА

В качестве района исследований был взят пункт Баренцбург, расположенный в заливе Грэн-фьорд на острове Западный Шпицберген. Для изучения метеорологических условий использовался композитный ряд данных (1912–2022 гг.),

созданный с привлечением данных соседних норвежских метеорологических станций и реанализа [15].

На основе этих данных и с привлечением реанализа NCEP/NCAR для приземного уровня и поверхностей 500 гПа и 700 гПа были построены синоптические карты среднемесячных значений ПТВ, рассчитаны новые климатические нормы за период 1991–2020 гг. [16] и аномалии ПТВ. Для выявления взаимосвязи среднемесячных значений ПТВ в Баренцбурге с другими пунктами (метеостанциями) арх. Шпицберген (Лонгйир, Хорнсунн, Ис-фьорд Радио, Пирамида, Нью-Олесунн) были рассчитаны соответствующие коэффициенты корреляции. Для указанных рядов данных получены стандартное отклонение (σ), линейные тренды, экстремальные значения ПТВ, проведена проверка статистической значимости по критериям Колмогорова–Смирнова [17] и по t -критерию Стьюдента.

В работе использованы значения индексов NAO и АО, рассчитанные организацией Climate Prediction Center (NOAA) и доступные на сайте [18].

АНАЛИЗ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Положительные средние месячные температуры воздуха в Баренцбурге наблюдаются только в июне–сентябре. В остальные месяцы преобладают отрицательные температуры воздуха. Период с октября по май относится к холодному периоду (ХП), в данном исследовании условимся называть этот период — зимой. На рис. 1 представлен ход многолетних средних месячных значений ПТВ в Баренцбурге.

Средняя ПТВ в Баренцбурге зимой претерпевает существенные изменения. На рис. 2 показан ход средней за зиму ПТВ с 1912 по 2022 г. Как видно из представленного рисунка, средние значения ПТВ в Баренцбурге в ХП года изменяются в пределах от -15 до -4 °С. При этом среднее значение ПТВ составляет $-9,7$ °С. Хорошо выражен положительный линейный тренд в изменении средних значений ПТВ. Начиная с 1997 г. средние ПТВ зимой постоянно превышают ее нормальное (среднее за весь период) значение. При проведении оценки на нормальность распределения временного ряда значений ПТВ зимой по критерию Колмогорова–Смирнова

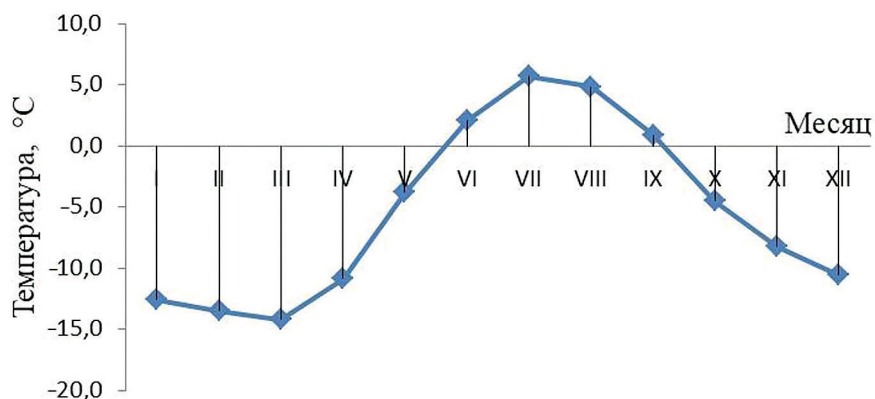


Рис. 1. Многолетние значения средних месячных ПТВ на станции Баренцбург с 1912 по 2022 г.

Fig. 1. Long-term values of average monthly SAT at Barentsburg station from 1912 to 2022

были получены значения вероятности $p > 0,20$, откуда следует, что эмпирическое распределение (в данном случае рядов средней месячной ПТВ) существенно не отличается от нормального распределения генеральной совокупности и последующие статистические процедуры, используемые в данном исследовании, позволяют объективно и обоснованно интерпретировать результаты.

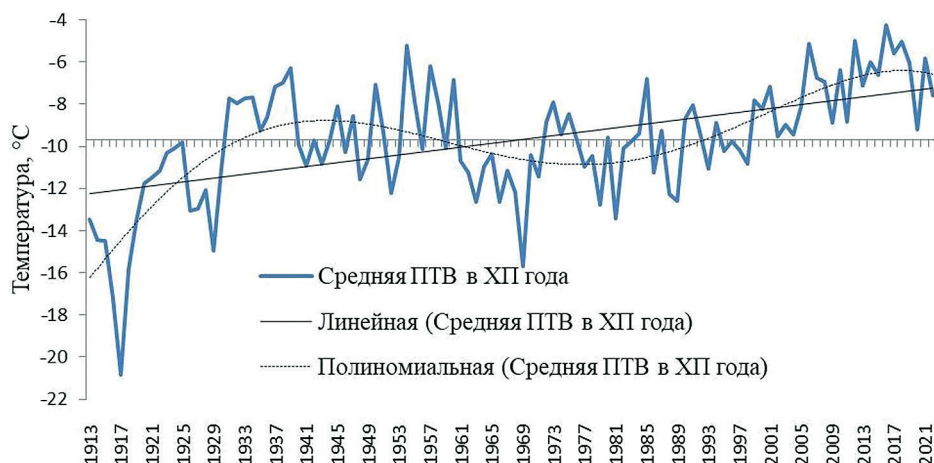


Рис. 2. Средняя ПТВ в Баренцбурге зимой с 1912 по 2022 г.

Fig. 2. Average SAT in Barentsburg during the winter from 1912 to 2022

Анализируя рис. 2, видим, что аппроксимация средних за холодный период температур воздуха в Баренцбурге полиномом 5-й степени с большой степенью достоверности ($R^2 = 0,54$) воспроизводит ход средней зимней температуры воздуха, наблюдается мультideкадная изменчивость ПТВ, которая сопоставима с величиной долгопериодных изменений (тренда). В настоящее время мы прошли плато очередного повышения ПТВ. Следовательно, в ближайшие годы (2023–2040 гг.) следует ожидать постепенного понижения температуры воздуха в районе Шпицбергена.

Представляет интерес рассмотреть связь колебаний средних значений ПТВ в районе арх. Шпицберген с особенностями макросиноптических процессов над северной полярной областью. Если такая связь присутствует, то лучше всего она должна проявиться при формировании экстремально низких и экстремально высоких средних значений ПТВ в холодных периодах года.

При нормальном распределении все возможные отклонения попадают в интервал ± 3 стандартного отклонения. В данном исследовании за экстремальные ПТВ приняты те, которые отличаются от нормального значения на 1,5 стандартного отклонения и больше. Для исключения влияния естественной изменчивости и долгопериодных изменений климата временной ряд был разделен на климатические периоды 1912–1930 гг., 1931–1960 гг., 1961–1990 гг., 1991–2022 гг. Для каждого из периодов было рассчитано среднее значение ПТВ и стандартное отклонение, выделены экстремально холодные и теплые зимы. В табл. 1 приведены зимы с экстремально низкими и высокими средними температурами воздуха.

Зимы с экстремально низкими и высокими средними ПТВ в Баренцбурге

Table 1

Winters with extremely low and high average SAT in Barentsburg

Экстремально холодная зима, годы	Средняя температура воздуха за период, °C	Экстремально теплая зима, годы	Средняя температура воздуха за период, °C
1916/17	-20,8	1953/54	-5,2
1947/48	-11,6	1972/73	-7,9
1951/52	-12,2	1984/85	-6,8
1968/69	-15,7	2011/12	-5,0
1980/81	-13,4	2015/16	-4,3
1992/93	-11,1	2017/18	-5,0

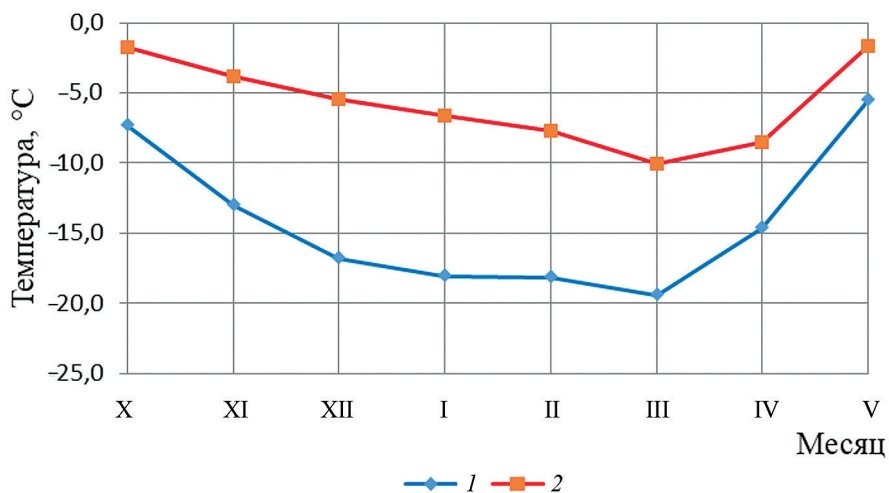


Рис. 3. Средние значения ПТВ по месяцам для экстремально холодных (1) и экстремально теплых зим (2) в Баренцбурге

Fig. 3. Average values of monthly SAT for extremely cold winters (1) and extremely warm winters (2) in Barentsburg

Если рассмотреть изменения средних температур по месяцам зимой, то можно увидеть, что максимальные различия значений наблюдаются в декабре–марте, а минимальные — в октябре и мае (рис. 3). Проверка по t -критерию Стьюдента показала, что во всех месяцах средние значения температуры воздуха при уровне значимости 0,05 существенно различаются для экстремально холодных и теплых зим.

Выводы по экстремальным температурам воздуха на Шпицбергене делаются на основе данных о температуре в Баренцбурге. Нами проведена проверка связи экстремальных ПТВ в Баренцбурге с данными наблюдений ПТВ на станциях Лонгйир, Хорнсунн, Ис-фьорд Радио, Пирамида, Нью-Олесунн, которые расположены на западе арх. Шпицберген. На карте (рис. 4) представлено расположение станций, для которых проводилось исследование корреляционной связи ПТВ.

Данные месячных ПТВ сравнивались по станциям в зависимости от длины временного ряда наблюдений: Баренцбург и Лонгйир — для всех экстремально холодных и теплых зим; Пирамида — экстремально холодные зимы 1951/52 г., 1968/69 г.,



Рис. 4. Расположение метеостанций на архипелаге Шпицберген, использованных в данной работе

Fig. 4. Location of Spitzbergen (Svalbard) archipelago weather stations used in this study

Таблица 2

Прямоугольная матрица парных коэффициентов корреляции средних месячных ПТВ между Баренцбургом и станциями Лонгйир, Хорнсунн, Ис-фьорд Радио, Пирамида, Нью-Олесунн

Table 2

Rectangular matrix of paired correlation coefficients of average monthly SAT between Barentsburg and Longyearbyen, Hornsund, Iffjord Radio, Pyramiden, Ny-Alesund

	Баренцбург	Лонгйир	Хорнсунн	Ис-фьорд Радио	Пирамида	Нью-Олесунн
Баренцбург	1,00000					
Лонгйир	0,98875	1,00000				
Хорнсунн	0,99348	0,99107	1,00000			
Ис-фьорд Радио	0,99359	0,98924	0,99092	1,00000		
Пирамида	0,99104	0,98637	0,98300	0,98717	1,00000	
Нью-Олесунн	0,98937	0,99115	0,98085	0,98223	0,98567	1,00000

1980/81 г., 1992/93 г. и все экстремально теплые зимы; Хорнсунн, Нью-Олесунн — экстремально холодные зимы 1947/48 г., 1951/52 г., 1968/69 г., 1980/81 г., 1992/93 г. и все экстремально теплые зимы; Ис-фьорд Радио — экстремально холодные зимы 1947/48 г., 1951/52 г., 1968/69 г., 1980/81 г., 1992/93 г. и экстремально теплые зимы 1953/54 г., 1972/73 г., 1984/85 г., 2011/12 г. В табл. 2 представлена прямоугольная матрица парных коэффициентов корреляции.

Из табл. 2 следует, что экстремальные значения ПТВ в Баренцбурге имеют высокую связь с аналогичными температурами в указанных пунктах Шпицбергена и, таким образом, значимо отражают общую картину для архипелага.

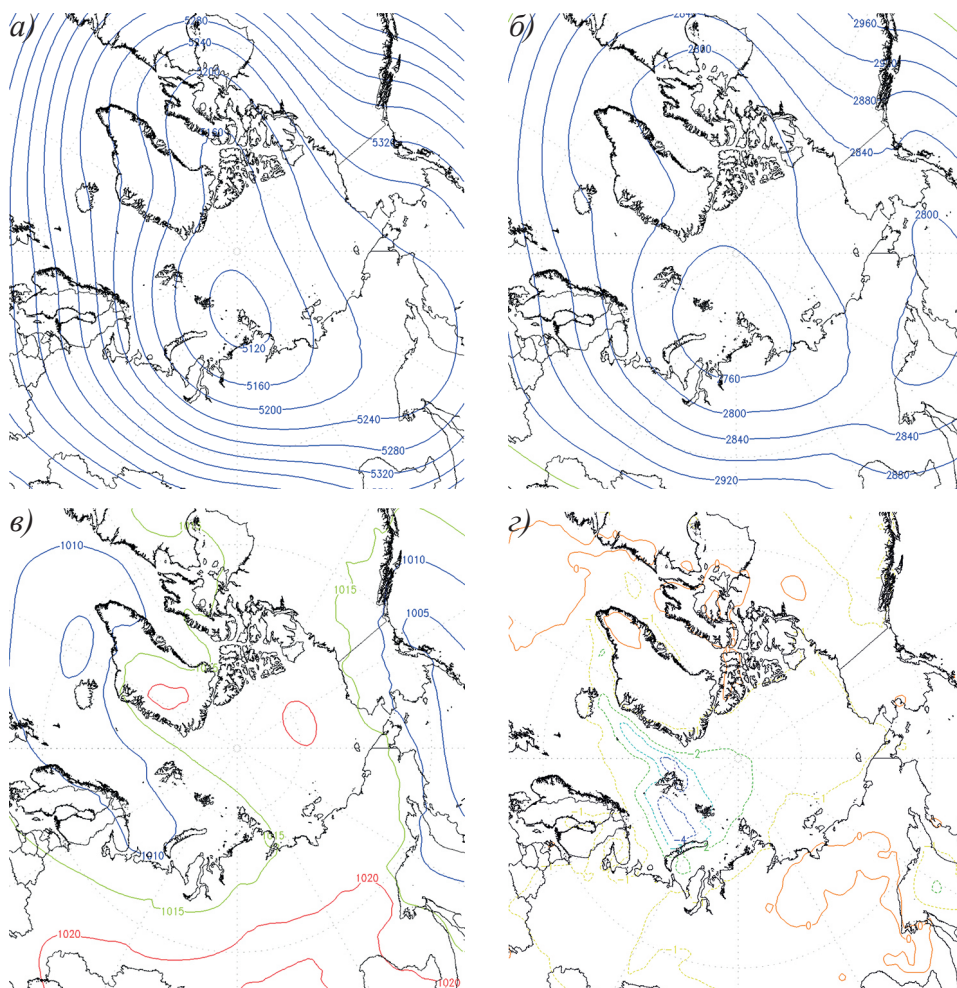


Рис. 5. Композитные карты для экстремально холодных зим, карта высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа, гп. м (а), карта высоты геопотенциальной поверхности 700 гПа, гп. м (б), карта поля давления на уровне моря, гПа (в), карта аномалий ПТВ, °С (г)

Fig. 5. Composite maps for extremely cold winters, 500 hPa geopotential height field, gpm (a), 700 hPa geopotential height field, gpm (b), sea level pressure field, hPa (c), surface air temperature anomalies, °C (d)

Рассмотрим теперь основные особенности барических полей, при которых формируются экстремальные температуры воздуха. Лучше всего особенности атмосферной циркуляции проявляются на высотах геопотенциальных поверхностей 500 гПа и 700 гПа, где образуются потоки, управляющие перемещением воздушных масс у поверхности земли, и, следовательно, определяют адвекцию холодного и теплого воздуха в нижнем слое тропосферы. В этой связи для всех холодных периодов рассмотрены средние месячные поля высот геопотенциальных поверхностей 500 гПа и 700 гПа, приземного давления и аномалий температуры воздуха. В статье на рис. 5(а, б, в, г) и 6(а, б, в, г) приводятся композитные карты для всех экстремально холодных и теплых зим.

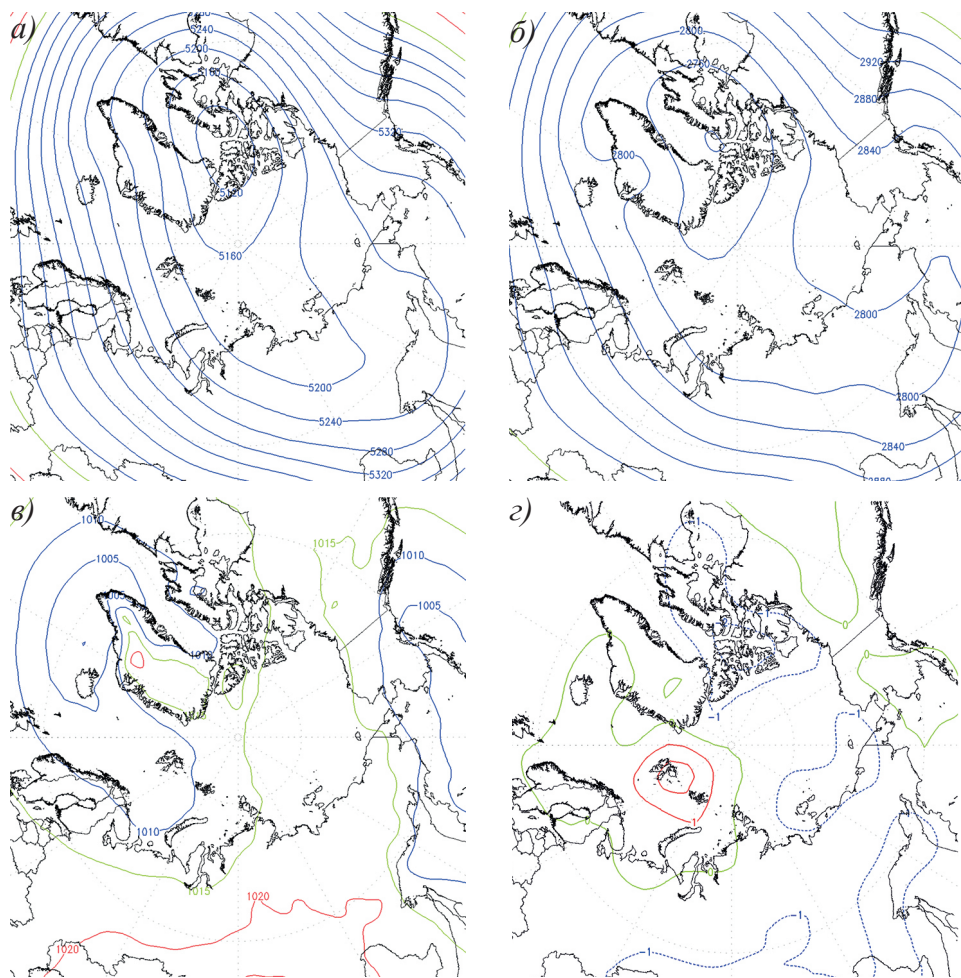


Рис. 6. Композитные карты для экстремально теплых зим, карта высоты геопотенциальной поверхности 500 гПа, гп. м (а), карта высоты геопотенциальной поверхности 700 гПа, гп. м (б), карта приземного поля давления, гПа (в), карта аномалий ПТВ, °С (г)

Fig. 6. Composite maps for extremely warm winters, 500 hPa geopotential height field, gpm (a), 700 hPa geopotential height field, gpm (б), surface pressure field, hPa (в), surface air temperature anomalies, °C (г)

Анализ карт высот геопотенциальных поверхностей 500 гПа и 700 гПа показал (рис. 5а и 5б), что при экстремально холодных зимах высотный циклонический вихрь располагается над северо-востоком Карского моря и арх. Северная Земля. В этой связи в районе Шпицбергена в нижней тропосфере преобладает адвекция воздушных масс с северной части Гренландии. У поверхности земли при этом ложбина атлантической депрессии смещена к побережью Скандинавии, южной части Баренцева моря. Район Шпицбергена оказывается под воздействием периферии антициклонического поля над Арктическим бассейном, Гренландией (рис. 5в).

Складывающийся макросиноптический процесс приводит к формированию над западными арктическими морями (включая район Шпицбергена) средних температур воздуха на 3–4 градуса ниже нормальных значений (рис. 5).

В экстремально теплых зимах, как показывает анализ карт высот геопотенциальных поверхностей 500 гПа и 700 гПа (рис. 6а и 6б), высотный циклонический вихрь в нижней тропосфере смещен на восточную часть Канадского Арктического архипелага, море Баффина. Вдоль восточной периферии высотного циклонического вихря в район Шпицбергена поступают воздушные массы от Исландии, южных районов Гренландского моря. У поверхности земли ложбина от исландской депрессии развивается над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями, что свидетельствует о смещении траекторий атлантических циклонов к северу по сравнению с периодами экстремально холодных зим, что в свою очередь приводит к выносу теплых воздушных масс с Атлантики в полярные широты (рис. 6в). Последнее обстоятельство приводит к формированию в районе Шпицбергена, а также над всей Западной Арктикой средних температур воздуха выше средних многолетних на 1–2 градуса (рис. 6г).

Из анализа рис. 5, 6 видно, что при формировании экстремально низких и высоких температур воздуха зимой в районе Шпицбергена наблюдаются существенные различия в метеорологических полях нижней тропосферы.

Анализ рис. 5 и 6 с композитными картами высот геопотенциальных поверхностей 500 гПа, 700 гПа, приземного давления и аномалий ПТВ, рассчитанных для экстремально холодных и теплых зим, подтверждает вывод о существенности различий макросиноптических процессов при формировании экстремально низких и высоких ПТВ с октября по май в районе Шпицбергена.

В рамках исследования проведена оценка связи формирования экстремальных ПТВ зимой с индексами атмосферной циркуляции: североатлантическое колебание (NAO), арктическое колебание (АО). В связи с тем, что при положительных индексах NAO наблюдается вынос теплых воздушных масс из Атлантики в район Скандинавии и полярные широты [19], при формировании экстремально теплых зим в районе Шпицбергена должны чаще наблюдаться положительные индексы. При положительной фазе АО над Арктикой формируется более низкое давление [20], западно-восточный перенос сдвигается на север. При отрицательных фазах индексов NAO и АО зональный перенос нарушается и начинает преобладать меридиональная циркуляция.

Из табл. 3 следует, что в экстремально теплые зимы в большинстве месяцев (исключение май) повторяемость положительных индексов NAO составляет 67–83 %. Повторяемость положительных фаз индекса АО в экстремально теплые зимы составляет 50–83 %, за исключением января, где повторяемость положительных индексов АО падает до 17 %. Изучение повторяемости отрицательных фаз индексов NAO

Повторяемость положительных индексов NAO и АО

Table 3

Repeatability of positive NAO and AO indices

Повторяемость положительных индексов в экстремально теплых зимах, %		Повторяемость отрицательных индексов в экстремально холодных зимах, %		Месяц
NAO	АО	NAO	АО	
83	50	67	67	октябрь
83	50	67	67	ноябрь
83	83	50	67	декабрь
83	17	33	50	январь
83	33	50	67	февраль
67	83	50	50	март
83	50	33	33	апрель
17	50	67	83	май

и АО во время формирования экстремально теплых зим не показало статистически значимой связи, в среднем за зиму повторяемость отрицательного индекса NAO — 27 %, индекса АО — 48 %.

В экстремально холодные зимы увеличивается повторяемость отрицательных фаз NAO и АО. Наибольшая повторяемость отрицательных фаз индексов NAO отмечается в октябре, ноябре, мае и составляет 67 %, индексов АО — в октябре, ноябре, декабре, феврале, мае и составляет 67–83 %. Анализ повторяемости положительных фаз индекса NAO и АО во время экстремально холодных зим показал отсутствие статистически значимой связи, повторяемость в среднем за зиму составила для индекса NAO — 48 %, для индекса АО — 40 %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В нашей работе основное внимание уделено анализу особенностей атмосферной циркуляции, которая играет важную роль в формировании экстремальных значений ПТВ. В результате изучения временного ряда ПТВ на примере ГМО «Баренцбург» нами были объективно выявлены экстремальные зимы и определены характерные типы циркуляции атмосферы, которые сопутствуют экстремально теплым и экстремально холодным зимам.

В работе [10] описан тип атмосферной циркуляции, при которой в районе арх. Шпицберген и к северу от него формируются положительные аномалии ПТВ, с максимальными значениями до 7–8 °C выше нормы. При такой локализации аномалий ПТВ на приземном уровне, согласно работе [10], отмечается усиление циклонической деятельности в районе Гренландского, Норвежского и Баренцева морей, что согласовывается с нашими результатами.

В работах [12–14] зимний сезон 2015/16 г. в Арктике выделен как экстремально теплый. По данным работы [13], положительная аномалия ПТВ в Арктике (выше 66° с. ш.) в 2016 г. отмечалась с января по май. В частности, к востоку арх. Шпицберген максимальные значения аномалий в январе и феврале были более чем на 6 °C выше нормы. В нашем исследовании получены сглаженные аномалии ПТВ в экстремально теплых зимах (для района арх. Шпицберген они составили

1–2 °C выше нормы), в связи с тем, что ПТВ рассматривается осредненная для всей зимы и за все выделенные экстремально теплые зимы. Положение основных очагов положительных аномалий ПТВ согласуется с вышеупомянутыми работами, а именно: над Западной Арктикой, включая район Шпицбергена, отмечается крупная положительная аномалия ПТВ. Основная роль в формировании положительных аномалий ПТВ в Западной Арктике в работах отдается атмосферной циркуляции [12, 13]. В работе [13] рассматриваются особенности атмосферной циркуляции в январе и феврале 2016 г., при которых полярный вихрь расщеплен на два центра, что становится причиной выноса теплых воздушных масс к северу от Баренцева моря. В работе [12] авторы продолжили исследование атмосферной циркуляции в сезон 2015/16 г., уделяя основное внимание аномальным высотам геопотенциальных поверхностей над Центральной Евразией. В нашей работе нет детализации атмосферной циркуляции по отдельным месяцам, главная задача заключалась в выявлении основных особенностей атмосферной циркуляции, объединяющих все экстремально холодные или теплые зимы.

В работе [21] за период 1900–2014 гг. в целом по Арктике (65–90° с. ш.) в зимний период выделены наибольшие отрицательная аномалия ПТВ в 1918 г. и положительная аномалия ПТВ в 2012 г. В нашей работе зима 2011/12 г. также отнесена к экстремально теплой. Сезон 1917/18 г. в районе арх. Шпицберген отличался температурами воздуха ниже нормы, но, делая поправку на влияние естественной межгодовой изменчивости, данный период в нашей работе мы не стали относить к экстремально холодным зимам. Авторы [21] также провели исследование взаимосвязи индексов NAO и АО с ПТВ в целом для Арктики и отдельно для района, включающего арх. Шпицберген. В соответствии с данным исследованием, наибольшая взаимосвязь для района арх. Шпицберген была найдена для периода 1940–1969 гг. Так, коэффициент корреляции составил 0,5–0,6, а в период потепления в последние десятилетия связь с этими индексами стала незначительной. В нашей работе статистически значимая связь с ПТВ найдена для экстремальных зим на протяжении всего периода исследования 1912–2022 гг., в зависимости от фазы индексов. Так, в экстремально теплые зимы наблюдается наибольшая повторяемость положительных фаз NAO и АО, для экстремально холодных зим — наибольшая повторяемость отрицательных фаз данных индексов. В нашей работе мы проанализировали повторяемость индексов NAO и АО, которые представляют собой первую моду изменчивости индексов атмосферной циркуляции. В дальнейшем мы планируем исследовать взаимосвязь с другими модами изменчивости атмосферной циркуляции в Арктике.

Авторы данной статьи попытались выявить региональные особенности атмосферной циркуляции, характерные для вышеуказанных периодов, и были сделаны следующие выводы:

1. В районе Шпицбергена холодные периоды года с октября по май с экстремальными температурами воздуха, отличающимися на 1,5 стандартного отклонения и больше, отмечались 12 раз за период наблюдений с 1912 по 2022 г.

2. Проверка по *t*-критерию Стьюдента показала, что во всех месяцах экстремально холодных и экстремально теплых зим средние температуры воздуха при уровне значимости 0,05 существенно различаются. При этом максимальные различия наблюдаются в декабре–марте, а минимальные — в октябре и мае.

3. Для холодных периодов года с октября по май с экстремально низкими ПТВ характерна локализация основного циркумполярного вихря над северо-востоком Карского моря и арх. Северная Земля. У поверхности земли при этом ложбина атлантической депрессии смещена к побережью Скандинавии, южной части Баренцева моря. Район Шпицбергена оказывается под воздействием периферии антициклонического поля над Арктическим бассейном, Гренландией. Последнее обстоятельство приводит к адвекции холодных воздушных масс от северной части Гренландии, как следствие, формированию в районе Шпицбергена и в Западной Арктике значительных отрицательных аномалий ПТВ.

4. В случае возникновения экстремально высоких температур воздуха, в период года с октября по май, циркумполярный вихрь смещен на восточную часть Канадского Арктического архипелага, море Баффина. Вдоль восточной периферии основного циклонического вихря в район Шпицбергена поступают воздушные массы от Исландии, южных районов Гренландского моря. При этом у поверхности земли ложбина от исландской депрессии развивается над Гренландским, Норвежским и Баренцевым морями, как следствие, теплые атлантические воздушные массы поступают в район Шпицбергена, где и формируют положительные аномалии ПТВ.

5. При формировании экстремально теплых зим повторяемость положительных индексов NAO составляет 67–83 %, индекса АО — 50–83 %. В экстремально холодные зимы увеличивается повторяемость отрицательных фаз NAO и АО. Наибольшая повторяемость отрицательных фаз индексов NAO отмечается в октябре, ноябре, мае и составляет 67 %, индексов АО — в октябре, ноябре, декабре, феврале, мае и составляет 67–83 %.

Конфликт интересов. У авторов исследования нет конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках проекта 5.1.4 Плана НИТР Росгидромета, 2020–2024 гг. «Мониторинг состояния и загрязнения природной среды, включая криосферу, в Арктическом бассейне и районах научно-исследовательского стационара “Ледовая база Мыс Баранова”, Гидрометеорологической обсерватории Тикси и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген”.

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

Funding. This study was made within the framework of Project 5.1.4, “Monitoring of State and Pollution of the Environment, Including the Cryosphere, in the Arctic Basin and in the Area of Scientific Station Ice Base Cape Baranov, Hydrometeorological Observatory of Tiksi and Russian Scientific Centre on Spitsbergen”, within the Plan NITR of Roshydromet 2020–2024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г., Бердников С.В., Жичкин А.П., Макаревич П.Р., Дженюк С.Л., Кулыгин В.В., Яцкая Н.А., Поважный В.В., Шведяев И.В., Кумпан С.В., Третьякова И.А., Цыганкова А.Е. Атлас климатических изменений в больших морских экосистемах Северного полушария (1878–2013). Регион 1. Моря Восточной Арктики. Регион 2. Черное, Азовское и Каспийское море. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2014. 256 с.
2. Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. 1952. Т. 34. 314 с.
3. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 488 с.

4. *Погосян Х.П.* Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 395 с.
5. *Turner J., Marshall G.J.* Climate change in the polar regions. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 434 p. doi: 10.1657/1938-4246-44.1.151b.
6. *Lemke P., Jacobi H.W.* Arctic climate change. The ACSYS decade and beyond. Dordrecht; New York: Springer, 2012. 464 p. doi: 10.1007/978-94-007-2027-5.
7. *Przybylak R.* The climate of the Arctic. Second edition. Cham: Springer, 2015. 287 p. doi: 10.1007/978-3-319-21696-6.
8. *Przybylak R., Arażny A., Ulandowska-Monarcha P.* The influence of atmospheric circulation on the spatial diversity of air temperature in the area of Forlandsundet (NW Spitsbergen) during 2010–2013 // International Journal of Climatology. 2018. № 38 (1). P. 230–251. doi: 10.1002/joc.5172.
9. *Священников П.Н., Прохорова У.В., Иванов Б.В.* Сравнение атмосферной циркуляции в районе архипелага Шпицберген во время потепления 1920–1950 гг. и в современный период // Метеорология и гидрология. 2020. № 1. С. 36–44.
10. *Ильющенкова И.А., Коржииков А.Я., Александров А.Я.* Характеристики полей приземного давления и аномалий температуры воздуха в Арктике в период глобального потепления // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2015. № 40. С. 142–149.
11. *Прохорова У.В., Священников П.Н., Иванов Б.В.* Исследование временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в районе арх. Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 47–56. doi: 10.30758/0555-2648-2017-0-4-47-56.
12. *Cullather R.I., Lim Y.-K., Boisvert L.N., Brucker L., Lee J.N., Nowicki S.M.J.* Analysis of the warmest Arctic winter, 2015–2016 // Geophysical Research Letters. 2016. № 43 (20). P. 10,808–10,816. doi: 10.1002/2016GL071228.
13. *Overland J.E., Wang M.* Recent extreme Arctic temperatures are due to a split polar vortex // Journal of Climate. 2016. № 29 (15). P. 5609–5616. doi: 10.1175/jcli-d-16-0320.1.
14. *Papritz L.* Arctic lower-tropospheric warm and cold extremes: Horizontal and vertical transport, diabatic processes, and linkage to synoptic circulation features // Journal of Climate. 2020. № 33 (3). P. 993–1016. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0638.1.
15. *Демин В.И., Иванов Б.В., Ревина А.Д.* Восстановление ряда приземной температуры воздуха на российской станции в поселке «Баренцбург» (Шпицберген) // Российская Арктика. 2020. № 2 (8). С. 30–40. doi: 10.24411/2658-4255-2020-12093.
16. *Карандашева Т.К., Демин В.И., Иванов Б.В., Ревина А.Д.* Изменения температуры воздуха в Баренцбурге (Шпицберген) в XX–XXI вв. Обоснование введения новой климатической нормы // Российская Арктика. 2021 № 2 (13). С. 26–39. doi: 10.24412/2658-4255-2021-2-26-39.
17. *Дегтярев А.С., Драбенко В.А.* Статистические методы обработки метеорологической информации. СПб.: ООО «Андреевский издательский дом», 2015. 225 с.
18. North Atlantic Oscillation, Arctic Oscillation. National Centers for Environmental Prediction — Climate Prediction Center (NOAA). URL: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/> (дата обращения: 10.05.2023).
19. *Нестеров Е.С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. Москва: Триада, 2013. 127 с.
20. *Thompson D.W., Wallace J.M.* The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophysical Research Letters. 1998. № 25 (9). P. 1297–1300. doi: 10.1029/98gl00950
21. *Johannessen O.M., Kuzmina S.I., Bobylev L.P., Miles M.W.* Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalization // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2016. № 68 (1). P. 28234. doi: 10.3402/tellusa.v68.28234.

REFERENCES

1. Matishov G.G., Berdnikov S.V., Zhichkin A.P., Makarevich P.R., Dzheniuk S.L., Kulygin V.V., Iaitskaia N.A., Povazhnyi V.V., Sheverdiaev I.V., Kumpan S.V., Tret'iakova I.A., Tsygankova A.E. *Atlas klimaticheskikh izmenenii v bol'shikh morskikh ekosistemakh Severnogo polushariia (1878–2013). Region 1. Moria Vostochnoi Arktiki. Region 2. Chernoe, Azovskoe i Kaspiiskoe more.* Atlas of Climatic Changes in Large Marine Ecosystems of the Northern Hemisphere (1873–2013). Region 1. The Eastern Arctic Seas. Region 2. The Black Sea, the Sea of Azov, and the Caspian Sea. Rostov-on-Don: SSC RAS Publishers, 2014: 256 p. [In Russian].
2. Vangengeim G.Ia. *Osnovy makrotsirkulatsionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlia Arktiki.* Fundamentals of the macrocirculatory method of long-term meteorological forecasts for the Arctic. Trudy AANII. 1952, 34: 314 p. [In Russian].
3. Girs A.A. *Makrotsirkulatsionnyi metod dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov.* Macrocirculatory method of long-term meteorological forecasts. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 488 p. [In Russian].
4. Pogosian Kh. P. *Obshchaia tsirkulatsiia atmosfery.* General circulation of the atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972: 395 p. [In Russian].
5. Turner J., Marshall G.J. *Climate change in the polar regions.* Cambridge: Cambridge University Press, 2011: 434 p. doi: 10.1657/1938-4246-44.1.151b.
6. Lemke P., Jacoby H.W. *Arctic climate change. The ACSYS decade and beyond.* Dordrecht; New York: Springer, 2012: 464 p. doi: 10.1007/978-94-007-2027-5.
7. Przybylak R. *The climate of the Arctic.* Second edition. Cham: Springer, 2015: 287 p. doi: 10.1007/978-3-319-21696-6.
8. Przybylak R., Araźny A., Ulandowska-Monarcha P. The influence of atmospheric circulation on the spatial diversity of air temperature in the area of Forlandsundet (NW Spitsbergen) during 2010–2013. *International Journal of Climatology.* 2018, 38 (1): 230–251. doi: 10.1002/joc.5172.
9. Svyashchennikov P.N., Prokhorova U.V., Ivanov B.V. Comparison of atmospheric circulation in the area of Spitsbergen in 1920–1950 and in the modern warming period. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2020, 45 (1): 36–44. [In Russian].
10. Il'yushchenkova I.A., Korzhikov A.Ia., Aleksandrov A.Ia. Features fields of surface pressure and air temperature anomalies in the Arctic in the period of global warming. *Ucheniye zapiski RGGMU.* Scientific notes of RSHU. 2015, 40: 142–149. [In Russian].
11. Prokhorova U.V., Sviashchennikov P.N., Ivanov B.V. Investigation of the temporary variability of the characteristics of atmospheric circulation in the area of Spitsbergen. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2017, 4 (114): 47–56. doi: 10.30758/0555-2648-2017-0-4-47-56. [In Russian].
12. Cullather R.I., Lim Y.-K., Boisvert L.N., Brucker L., Lee J.N., Nowicki S.M.J. Analysis of the warmest Arctic winter, 2015–2016. *Geophysical Research Letters.* 2016, 43 (20): 10,808–10,816. doi: 10.1002/2016GL071228.
13. Overland J.E., Wang M. Recent extreme Arctic temperatures are due to a split polar vortex. *Journal of Climate.* 2016, 29 (15): 5609–5616. doi: 10.1175/jclid-16-0320.1.
14. Papritz L. Arctic lower-tropospheric warm and cold extremes: Horizontal and vertical transport, diabatic processes, and linkage to synoptic circulation features. *Journal of Climate.* 2020, 33(3): 993–1016. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0638.1
15. Demin V.I., Ivanov B.V., Revina A.D. Reconstruction of air temperature series at Russian station in Barentsburg (Svalbard). *Rossiiskaia Arktika.* Russian Arctic. 2020, 2 (8): 30–40. doi: 10.24411/2658-4255-2020-12093. [In Russian].
16. Karandasheva T.K., Demin V.I., Ivanov B.V., Revina A.D. Air temperature changes in Barentsburg (Svalbard) in XX–XXI centuries. Justification for introducing a new climate standart. *Rossiiskaia Arktika.* Russian Arctic. 2021, 2 (13): 26–39. doi: 10.24412/2658-4255-2021-2-26-39. [In Russian].

17. Degtiarev A.S., Drabenko V.A. *Statisticheskie metody obrabotki meteorologicheskoi informatsii*. Statistical methods of processing meteorological information. St. Petersburg: ООО «Andreevskii izdatel'skii dom», 2015: 225 p. [In Russian].
18. North Atlantic Oscillation, Arctic Oscillation. National Centers for Environmental Prediction — Climate Prediction Center (NOAA). Available at: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/> (accessed 10.05.2023).
19. Nesterov E.S. *Severoatlanticheskoe kolebanie: atmosfera i okean*. North Atlantic oscillation: atmosphere and ocean. Moscow: Triada, 2013: 127 p. [In Russian].
20. Thompson D.W., Wallace J.M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*. 1998, 25 (9): 1297–1300. doi: 10.1029/98gl00950.
21. Johannessen O.M., Kuzmina S.I., Bobylev L.P., Miles M.W. Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalisation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2016, 68 (1): 28234. doi: 10.3402/tellusa.v68.28234.

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ HYDROLOGY OF LAND AND HYDROCHEMISTRY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170>
УДК 556.557+551.324.63



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Методика инвентаризации приледниковых озер архипелага Шпицберген

К.В. Ромашова^{1*}, Р.А. Чернов²

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

² — Институт географии РАН, Москва, Россия

*hydrology2@aari.ru

Резюме

На основе картографических материалов Норвежского полярного института предложена методика поиска и инвентаризации приледниковых озер архипелага Шпицберген. Их формирование обусловлено деградацией, продолжающейся с начала XX в. Инвентаризация приледниковых озер архипелага позволяет фиксировать их текущие морфометрические характеристики для исследования климатических изменений в будущем.

По состоянию на 2008–2012 гг. на архипелаге выявлено 705 приледниковых озер. Их распространение охватывает все области архипелага, где отмечено отступление ледников. В юго-западной (ЮЗ) и северо-западной (СЗ) частях архипелага в области горного оледенения большинство приледниковых озер сгруппировано на моренах горно-долинных ледников близ побережья. В восточной (В) части архипелага приледниковые озера рассредоточены вдоль границ покровного оледенения, и большинство из них имеют контакт с ледником. Согласно предложенным признакам местоположения и условию подпруживания ледником или мореной, было выделено 5 типов озер. Описание типов и средние характеристики приледниковых озер представлены для трех климатических районов Шпицбергена (В, СЗ, ЮЗ). Практически равное количество озер с формирующимися (ледяными) и уже сформированными берегами указывает на активную фазу процесса распространения и увеличения площади приледниковых озер на архипелаге.

Ключевые слова: дистанционные методы, озерность, тип приледникового озера, Шпицберген.

Для цитирования: Ромашова К.В., Чернов Р.А. Методика инвентаризации приледниковых озер архипелага Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 157–170. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170>.

Поступила 21.02.2023

После переработки 11.05.2023

Принята 15.05.2023

Inventory methodology of periglacial lakes in Spitzbergen (Svalbard)

Kseniia V. Romashova¹*, Robert A. Chernov²

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

² — Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*hydrology2@aari.ru

Summary

The paper discusses periglacial lakes, which were formed after the Little Ice Age due to the reduction of Spitzbergen (Svalbard) glaciation. A method for inventorying the periglacial lakes in Spitzbergen (Svalbard) is proposed based on the Norwegian Polar Institute cartographic materials and remote sensing methods. Such lakes have been formed due to deglaciation in Svalbard since the beginning of the 20th century after the Little Ice Age. Three morphological features of the periglacial lake were used as selection criteria: the lake is in contact with the glacier, the lake is located within the terminal moraine or borders on it, each of which is sufficient.

As a result of the inventory, 705 periglacial lakes have been found in Spitzbergen (Svalbard). The largest number of lakes is located in the northeastern part of the archipelago, where the relief is poorly dissected. The largest clusters of lakes are found on the moraines of mountain-valley glaciers located on the warmer western coasts. The periglacial lakes were divided into 5 types: glacier-dammed lakes (19 %), lakes in contact with the glacier front (30 %), thermokarst lakes on the moraine (27 %), moraine-dammed lakes (15 %) and lakes in contact with the terminal moraine (9 %). The most numerous were periglacial lakes adjoining the glacier (about 50 %). Their total area is 162 km² and accounts for 87 % of the total area of all periglacial lakes. The other half of the lakes have formed shores, and their transformation is likely to be much slower in the future. The quantitative ratio of lake types testifies to the active phase of the process of lake expansion in the archipelago. This ratio of lakes by groups can be a clear indicator of climate change in the archipelago.

Keywords: lake percentage, remote methods, Spitzbergen (Svalbard), type of periglacial lake.

For citation: Romashova K.V., Chernov R.A. Inventory methodology of periglacial lakes in Spitzbergen (Svalbard). *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 157–170. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-157-170>.

Received 21.02.2023

Revised 11.05.2023

Accepted 15.05.2023

ВВЕДЕНИЕ

Последнее оледенение на Шпицбергене закончилось быстрой дегляциацией приблизительно 10000 лет назад [1]. Климат раннего голоцена был значительно мягче, и ледники Шпицбергена, вероятно, были меньше, чем в настоящее время [2]. Во время так называемого Малого ледникового периода ледники значительно расширились, их максимум относится к началу XX в. В связи с потеплением климата в XX в. ледники Шпицбергена стали снова отступать от исторического максимума, что явилось причиной появления новых приледниковых озер. В настоящее время на Шпицбергене наблюдается стремительное сокращение оледенения [3, 4], которое приводит к увеличению количества приледниковых озер.

Приледниковые озера вызывают более интенсивную абляцию горных ледников и окраин ледяных щитов при контакте с ними. На архипелаге многочисленны ледниково-подпрудные озера, которые могут вызывать значительные паводки в случаях их прорывов. Взаимодействие ледниковых озер с ледниками рассматривалось на ледниковом щите Гренландии [6], Исландии [7] и Шпицбергене [8]. Достаточно подробно была выполнена инвентаризация приледниковых озер в Гималаях [9]. Основные

аспекты дистанционных исследований ледниковых озер отражены в многочисленных работах, например, картирование ледниковых озер Альп, Памира и Гималаев с помощью спутниковых данных [10] или картографирование арктических озер с использованием снимков Landsat [11]. Ранее при исследовании 165 случаев прорывов приледниковых озер в горных странах мира были рассмотрены общие принципы их формирования [5]. На Шпицбергене попытка оценить масштабы приледниковых озер предпринимается в настоящее время [12–14]. Принципы отбора приледниковых озер четко не определены, что вызывает разногласия при сопоставлении информации. Авторами на примере отдельного водосбора была оценена совокупность озер ледникового и термокарстового происхождения и среди них выделены приледниковые озера [15]. Была предпринята попытка оценить их количество на архипелаге в целом [12], результаты которой указывают на сравнительно равномерное распределение приледниковых озер, хотя климатические изменения на Шпицбергене заметно различаются. На западе архипелага сокращение площади ледников с начала XX в. превысило 50 % [16]. На севере и северо-востоке архипелага, где преобладает покровное оледенение, климат более суровый, среднегодовые температуры ниже на 3–5 °C в сравнении с западными и юго-западными территориями [17]. На фоне масштабности процесса сокращения оледенения до сих пор остается неизученным процесс увеличения количества и роста площади приледниковых озер. Фактически до сих пор неизвестны темпы и особенности формирования озер архипелага, их взаимосвязь с типом оледенения и рельефом. Формирование новых приледниковых озер является важным признаком потепления климата на архипелаге Шпицберген.

Вопрос имеет определенную практическую ценность: пресная вода в Арктике — необходимый ресурс при планировании всех видов хозяйственной деятельности. Озера, которые аккумулируют ледниковые и талые воды, являются естественными резервуарами чистой воды в течение всего года, что очень важно при продолжительности зимнего периода 8–9 месяцев в году. В последние десятилетия на Шпицбергене вода из озер ледникового происхождения используется для нужд арктических поселков. По нашим оценкам, на территории архипелага Шпицберген около 3900 озер различных типов: лагунные, термокарстовые, наледниковые и ледниковые.

Основной целью данной работы является создание методики поиска и инвентаризации приледниковых озер архипелага Шпицберген. Полученные результаты позволяют не только количественно оценить процесс распространения и увеличения приледниковых озер, но и рассматривать его как индикатор климатических изменений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

В настоящей работе рассматриваются приледниковые озера, которые образовались в современный период дегляциации, который длится с начала XX в. Приледниковые озера имеют контакт с ледником при подпруживании самим ледником или его конечной мореной или контактируют с фронтом ледника, занимая котловину, выработанную ледником. Ряд приледниковых озер имели контакт с ледником в недавнем прошлом и в настоящее время расположены либо в пределах конечных морен, либо на границе с ними. Основу поиска и инвентаризации озер составляют материалы аэрофотосъемки Норвежского полярного института (НПИ), представленные в картографическом сервисе [18]. Они позволяют определить положение и характеристики озер в границах конечных морен, которые сформировались после Малого ледникового периода. Границы морен четко определяются для горного оле-

денения архипелага и в большинстве случаев для покровного оледенения, так как имеют условные обозначения на электронных картах или видимы на аэрофотосъемке.

В основе картирования лежит аэрофотосъемка 2008–2012 гг. с разрешением снимков 20–40 см. Привязка ортофотоснимков всего архипелага доступна в виде динамического сервиса [18]. Оцифровка изображений на момент обращения (09.01.2023) доступна для центральных и северных территорий архипелага в виде векторного набора данных [19], соответствующего картам масштаба 1:100000. Южные территории были оцифрованы авторами с использованием динамического сервиса с мозаикой ортофотоснимков в свободной геоинформационной системе QGIS. В отдельных случаях для определения исторического положения ледников использовался динамический сервис с мозаикой ортофотоснимков 1936–1938 гг.

Данные многолетних полевых наблюдений в бассейне залива Грён-фьорд позволили сформулировать критерии отбора озер по размерам, местоположению относительно ледников и условиям подпруживания. Озера, максимальная длина которых составляет менее 100 м, нами не учитывались, так как они мелководны. На основе полевых измерений, выполненных авторами летом в 2021 и 2022 гг., были получены оценки глубин небольших озер с помощью эхолота. По измерению 28 озер их средняя глубина составила 0,7 м. Эта величина заметно меньше средней толщины озерного льда, которая достигает 1,5 м. Таким образом, небольшие озера на морене ледника полностью промерзают зимой и на протяжении большей части года представляют собой линзы преимущественно конжеляционного льда, расположенные в понижениях рельефа. В таком случае их трудно отнести к озерам. К тому же учет многочисленных моренных озер показывает, что их суммарный вклад в площадь всех озер ничтожно мал [15].

Пример выбора озер показан на рис. 1, где точками обозначены приледниковые озера, другие озера на фрагменте карты в рассмотрение не принимались, так как они лежат за пределами моренных комплексов или их длина менее 100 м.

Использование картографических материалов НПИ позволило определить набор пространственных характеристик, положенных в основу инвентаризации. Для

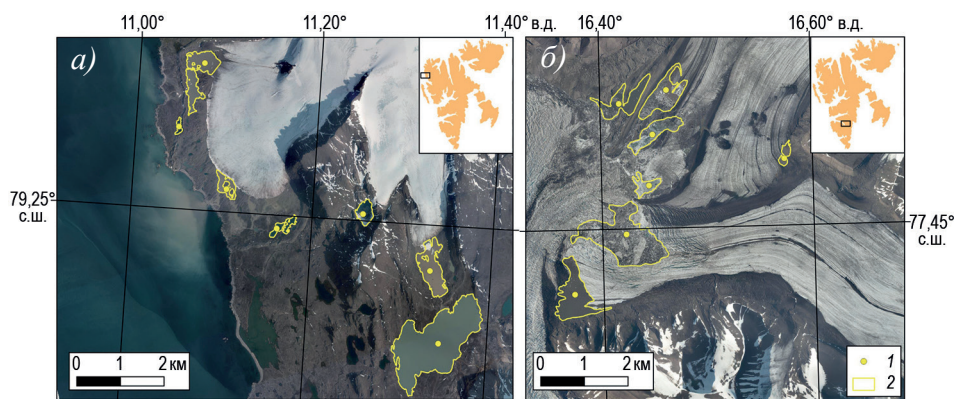


Рис. 1. Пример выбора приледниковых озер: а) озера на моренах; б) ледниково-подпрудные озера.

1 — центр приледникового озера; 2 — береговая линия приледникового озера

Fig. 1. Example of selecting periglacial lakes: а) lakes on moraines; б) ice-dammed lakes.

1 — center of the periglacial lake; 2 — periglacial lake shoreline

каждого озера фиксировались следующие характеристики: площадь, максимальная длина озера, высотное положение, протяженность ледяного берега, координаты центра озера. Центр озера устанавливался вручную и не является геометрическим, а лишь обозначает местоположение озера. Также были приняты к сведению название ближайшего ледника, название области в соответствии с территориальным делением архипелага. Территориально-земельное деление архипелага принято в соответствии с картографическим сервисом НПИ.

Измерения длины, площади озер и протяженности их ледяных берегов выполнены вручную посредством встроенных инструментов картографического сервиса [18], а также с использованием свободной географической информационной системы с открытым кодом QGIS.

Для определения максимальной протяженности озера при помощи ГИС каждый полигон разбивался на вершины и для каждого облака точек в пределах одного озера считалось расстояние между всеми точками, после чего выбирался максимум. Проверка определения длины озера выполнена на выборке из 20 озер, величина ошибки была в пределах 1–2 м. В работе сделано допущение о неучете случаев, когда озеро изогнуто и длина его посредством ГИС определяется частично по линии суши, а не по водной поверхности. Погрешность средней максимальной длины озер рассчитывалась как среднеквадратичная погрешность отрезков с точностью определения каждого края отрезка 0,4 м в соответствии с заявленной точностью картографического сервиса.

Оценка площади озер выполнена с использованием открытого векторного набора картографических данных суши Шпицбергена, имеющего контент, соответствующий серии карт Шпицбергена масштаба 1:100000, и авторской оцифровки южных территорий архипелага с использованием динамического сервиса привязанных аэрофотоснимков 2008–2012 гг. [18].

Визуализация полученных объектов и работа с различными наборами изображений в целях самоконтроля выполнялись в картографическом сервисе [18] и геоинформационной системе QGIS.

Относительная погрешность площади каждого озера была принята равной 2 %. Эта величина была рассчитана для среднего по площади озера (в каждой группе) методом построения внутренней и внешней буферных зон шириной 1 м. Наши расчеты оказались сопоставимы с подобными оценками в работе [13].

Погрешность суммарной площади озер вычислялась как суммарная среднеквадратичная погрешность некоррелированных величин, т. е. погрешности площадей отдельных озер суммировались геометрически [20].

Данные о площади суши и площади оледенения по отдельным районам Шпицбергена получены также на основе картографических материалов Норвежского полярного института [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Наше исследование направлено на создание методики поиска и инвентаризации озер, сформированных в непосредственной близости от ледников архипелага в результате современного сокращения оледенения. При выборе приледниковых озер принималось во внимание их местоположение. Таким образом, выделены три группы озер: озера в непосредственном контакте с ледником, в пределах современных конечных морен или в контакте с границами конечных морен. При наличии хотя

бы одного признака озеро могло контактировать с ледником в период современной дегляциации. Применение трех достаточных признаков позволило эффективно провести поиск приледниковых озер, так как границы ледников и современных морен хорошо различимы на аэрофотосъемке и обозначены на электронных картах. В отдельных случаях при рассмотрении объектов на периферии покровного оледенения, где границы морен нечеткие, мы обращались к данным аэрофотосъемки НПИ 1936 г. Озера, удаленные от края ледника по состоянию на 1936 г., не рассматривались.

Следует отметить, что ледниково-подпрудные озера могут находиться в краевой части ледника, но при этом располагаться значительно выше его фронта. Поэтому рассматривалась вся площадь горного и горно-покровного оледенения.

Распределение приледниковых озер на территории архипелага показано на рис. 2. Сплошная линия указывает границы рассматриваемых климатических районов: северо-западный (СЗ), юго-западный (ЮЗ) и восточный (В). Деление архипелага на районы принято в соответствии с [17].

В результате отбора, используя предложенную методику по уточненным относительно предыдущей работы авторов [12] признакам, на архипелаге было определено

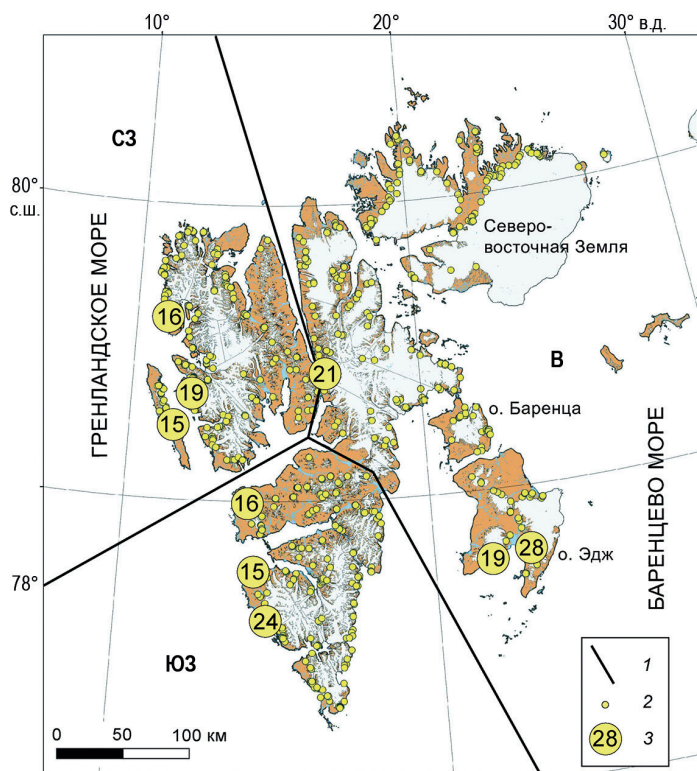


Рис. 2. Карта-схема приледниковых озер архипелага Шпицберген на 2008–2012 гг.

1 — границы районов [17]; 2 — отдельные приледниковые озера; 3 — скопление приледниковых озер (под условным обозначением) и их количество

Fig. 2. Map-scheme of the periglacial lakes on Spitzbergen (Svalbard) for 2008–2012.

1 — borders of regions [17]; 2 — individual periglacial lakes; 3 — accumulation of periglacial lakes (under the symbol) and their number

Таблица 1

**Характеристики приледниковых озёр и озёрность территории
районов архипелага Шпицберген**

Table 1

**Characteristics of the periglacial lakes and periglacial lake percentage
in the regions of Spitzbergen (Svalbard)**

Часть архипелага	Количество озёр (длиной более 100 м)	Количество озёр с ледяными берегами	Средняя высота уреза воды, м	Суммарная площадь озёр (2008–2012), км ²	Площадь, занятая ледниками, км ²	Площадь суши без ледников, км ²	Озёрность по всей площади суши, %	Озёрность без ледников, %
СЗ	184	79	103	51,71 ± 0,43	6 205	7 183	0,38	0,71
ЮЗ	221	77	124	32,89 ± 0,25	5 438	6 980	0,26	0,47
В	300	185	141	103,04 ± 0,32	22 132	10 700	0,31	0,96
Весь архипелаг	705	341	126	186,65 ± 0,34	33 775	24 863	0,32	0,75

705 приледниковых озёр. Определение пространственных характеристик озёр позволило оценить средние показатели по отдельным районам архипелага, отличающимся по климату и типу оледенения. Данные представлены в табл. 1.

На СЗ и ЮЗ распространено горное оледенение, а площади суши и ледников соизмеримы. Здесь количество озёр с ледяными берегами практически одинаково. Доля озёр, не имеющих контакта с ледниками, в полтора раза больше на юге, чем на севере, что указывает на климатические различия архипелага. При этом озера на севере крупнее, чем на юге, их средние площади равны 0,28 и 0,15 км² соответственно. Эти различия могут быть определены характером рельефа, так как на юге архипелага он более расчленен.

На востоке архипелага, где развито покровное оледенение, площадь суши без ледников в полтора раза больше, чем на ЮЗ или СЗ. Здесь на периферии оледенения расположено 300 приледниковых озёр. Климатически этот район Шпицбергена заметно холоднее, кроме того, приледниковые озера здесь расположены несколько выше. Поэтому две трети озёр имеют ледяные берега (см. табл. 1). Слаборасчлененный рельеф определяет наибольшие показатели средней площади озера — 0,34 км².

По оценке С.В. Рянжина [21], озёрность полярной области Северного полушария составляет около 0,5 %. Озёрность архипелага Шпицберген, с учетом площади приледниковых озёр, оказалась в два-три раза выше. При этом приледниковые озера сосредоточены в узкой полосе, обрамляющей ледники. За последние полвека оледенение архипелага сократилось на величину около 2500 км² [4]. Значение озёрности на новых территориях, освобожденных от ледников, составляет 7–8 %.

Расположение озёр и условие их подпруживания позволили выделить 5 типов озёр, принципиально отличающихся по своему пространственному положению: ледниково-подпрудные озера — ЛПО, контактирующие с ледниками озера — КЛЮ, моренно-подпрудные озера — МПО, термокарстовые озера на морене — ТМО и озера, контактирующие с конечной мореной, — КМО. Усредненные характеристики типов озёр показаны в табл. 2.

Самым многочисленным типом оказались озера, контактирующие с ледниками. Вместе с ледниково-подпрудными озерами они составляют половину всех прилед-

**Тип и средние морфометрические характеристики
приледниковых озер архипелага Шпицберген**

Table 2

Type and average morphometric characteristics of the periglacial lake of Spitzbergen (Svalbard)

Тип озера	Количество озер	Доля озер, %	Средняя высота над уровнем моря, м	Средняя максимальная длина озера, м	Средняя площадь озера, км ²	Общая площадь озер, км ²
ЛПО	137	20	278	746,0 ± 7,0	0,330 ± 0,022	45,15 ± 0,26
КЛО	204	29	112	925,5 ± 8,6	0,575 ± 0,036	117,38 ± 0,52
МПО	106	15	105	376,2 ± 6,2	0,082 ± 0,005	8,64 ± 0,05
ТМО	192	27	39	252,0 ± 8,3	0,025 ± 0,001	4,75 ± 0,02
КМО	66	9	136	586,9 ± 4,9	0,162 ± 0,008	10,72 ± 0,06

никовых озер. Их формирование продолжается, так как они имеют ледяные берега. Среди этих озер встречаются самые большие озера на архипелаге, длина которых превышает несколько километров. Также многочисленный тип озер — термокарстовые озера, образовавшиеся на моренах ледника по мере его отступления. Их развитие связано с термокарстовыми процессами при протаивании морен и мертвых льдов, покрытых мореной. Эти небольшие озера распространены на моренах горных ледников, фронты которых спускались на низкие гипсометрические уровни. Их скопления отмечены около крупных горно-долинных ледников (см. рис. 2). Средняя высота таких озер составляет 39 м. Характерной особенностью ТМО является голубой или зеленоватый цвет воды в отличие от проточных озер с водой бурого оттенка. ТМО после формирования имеют преимущественно снеговое питание, большинство из них не имеют постоянного стока.

Моренно-подпрудные озера образованы за счет подпруживания конечной мореной ледника. Большинство из этих озер в недавнем прошлом контактировало с ледниками, но в настоящее время формирующий их ледник отступил. Наиболее вероятно, что, по мере сокращения ледников и отступления их фронтов, этот тип озер будет увеличиваться.

Пятым типом озер являются конечно-моренные озера, т. е. контактирующие с конечной мореной ледника. Как правило, они занимают котловину, которая сформировалась в более ранние периоды развития оледенения. Все КМО перехватывают ледниковый сток, как и озера типов КЛО и КМО, и являются ловушками для ледниковых наносов. КМО малочисленны, на архипелаге их насчитывается 66, а их общая площадь составляет около 10 км². В среднем по площади они значительно превышают озера, расположенные на морене (см. табл. 2). На ранней стадии отступления ледника эти озера могли контактировать с ледником. Об этом говорят материалы аэрофотосъемки 1936–1938 гг., представленные на картографическом сервисе Норвежского полярного института [18]. КМО наиболее характерны для периферии покровного оледенения и лишь для некоторых горных ледников, расположенных значительно выше береговой зоны. Показатель средней высоты этого типа озер уступает лишь группе ледниково-подпрудных озер. В отличие от других типов, КМО возникли ранее 1936 г. и существовали около ледников в период их максимального развития, но продолжали свое формирование в современный период дегляциации.

ОБСУЖДЕНИЕ

В области горного и покровного оледенения выявление приледниковых озер имеет свои особенности, что связано с необходимостью установления современных границ конечных морен. Для территории горного оледенения эти границы очевидны и даже обозначены на электронных картах. Приледниковые озера редко обнаруживаются у небольших ледников в узких горных долинах. В большинстве случаев они сосредоточены на моренах около крупных горно-долинных ледников. Здесь образуются озера практически всех типов и особенно распространены бессточные термокарстовые озера.

Особенностью выявления приледниковых озер, расположенных на периферии покровного оледенения, являются трудности с распознаванием границ конечных морен Малого ледникового периода. Отдельные участки с видимыми границами показывают небольшие расстояния отступления края ледникового купола в пределах 200–300 м. Поэтому мы имеем узкую полосу для распознавания приледниковых озер. Многие из них существовали до 1936 г., на что указывают материалы аэрофотосъемки 1936–1938 гг.

На северо-западе архипелага и в восточной части о. Западный Шпицберген, где развито горно-покровное оледенение, поиск озер аналогичен области с горным оледенением. Здесь для береговых территорий наиболее характерны выводные ледники, дренирующие накопление льда в центральной области оледенения. Некоторые из них отступили от берега моря и формируют обширные моренные комплексы. В этой части Шпицбергена по периферии выводных ледников обнаруживается большое количество ледниково-подпрудных озер и озер, подпруженных мореной.

Предложенная типизация озер в соответствии с их расположением и условием подпруживания позволяет выделить 5 типов, полностью описывающих все 705 обнаруженных озер. Выбранная в работе [13] типизация озер на основе признака подпруживания (ледником или мореной) оставляет некоторые озера без определенного типа.

Цвет воды озера условно указывает на его тип, что также подтверждается в работе [14]. Например, термокарстовые озера имеют зеленоватый или голубой оттенок, так как они не имеют непосредственного притока талых вод с ледника, несущих наносы. Большинство моренно-подпрудных озер, расположенных в ледниковых котловинах, являются проточными, несут большое количество взвешенных наносов и имеют бурый цвет воды [22].

Результаты инвентаризации приледниковых озер по состоянию на 2012 г. показывают, что в настоящее время почти половина озер имеет ледяные берега, что соответствует типам КЛО и ЛПО (рис. 3), при этом их суммарная площадь составляет 87 % площади всех озер архипелага. Другая половина озер имеет сформированные берега, и их трансформация будет происходить значительно медленнее в будущем. Логично предположить, что в начале процесса увеличения количества и роста площади приледниковых озер они преимущественно имели контакт с ледником, а по мере исчезновения ледников будут преобладать озера типов МПО, ТМО и КМО, т. е. расположенные в естественных впадинах морен и ледниковых котловин. В текущий момент мы отмечаем изменения площади и количества приледниковых озер. Как было отмечено выше, озера с ледяными берегами (КЛО и ЛПО) составляют около половины всего количества, но абсолютно преобладают по площади и тем более по

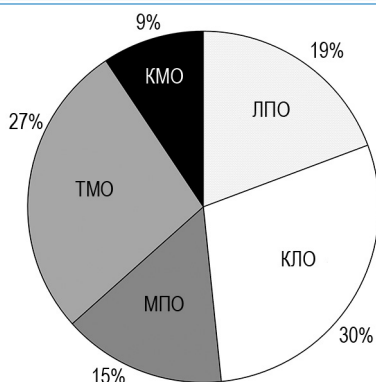


Рис. 3. Количество приледниковых озер разного типа

Fig. 3. Number of periglacial lakes of different types

объему. Дальнейшие изменения озер этих типов будут служить важным индикатором климатических изменений на архипелаге в период сокращения оледенения. При этом, в отличие от реакции ледников Шпицбергена на потепление климата, изменчивость приледниковых озер может быть не однонаправленной и различаться по масштабам в различных частях Шпицбергена. На их динамику в значительной степени могут влиять скорости отступления фронтов ледников, таяние массивов мертвых льдов, масштабные прорывы ледниково-подпрудных озер, изменение русел приледниковых рек. Формирование и распространение приледниковых озер требует более детального изучения с учетом динамики оледенения и климатических изменений в различных районах Шпицбергена.

ВЫВОДЫ

Изменения климата на Шпицбергене с начала XX в. привели к сокращению оледенения архипелага, и на освободившейся от ледников территории формируются приледниковые озера. На основе картографического сервиса НПИ разработана методика поиска и инвентаризации приледниковых озер. В качестве критерия отбора объектов были предложены следующие признаки: наличие контакта озера с ледником, расположение озера в пределах конечной морены или в контакте с ней. Соответствие озера любому из признаков указывает на его формирование в период современной дегляциации территории.

В результате отбора по состоянию 2008–2012 гг. на архипелаге обнаружено 705 приледниковых озер. Их распространение охватывает все области архипелага, где отмечено отступление ледников. В ЮЗ и СЗ частях архипелага в области горного оледенения большинство приледниковых озер сгруппировано на моренах горно-долинных ледников близ побережья. В этих областях Шпицбергена также расположены многочисленные ледниково-подпрудные озера. В восточной части архипелага приледниковые озера рассредоточены вдоль границ покровного оледенения. Здесь преобладают озера с ледяными берегами, и поэтому они находятся в стадии формирования. Также на периферии покровного оледенения отмечены наибольшие показатели средней площади озер и озерности территории, что очевидно связано со слаборасчлененным рельефом.

Выделено пять типов озер, различных по своему местоположению относительно ледника, конечной морены и условий подпруживания. Около половины всех

выявленных озер не имеют контакта с ледником, т. е. их береговая линия уже сформирована. Но «контактные» озера значительно крупнее — их суммарная площадь, равная 163 км², составляет 87 % общей площади всех приледниковых озер. Эти два факта указывают на активную фазу процесса распространения, увеличения количества и площади приледниковых озер на архипелаге. Картографические материалы позволили выполнить инвентаризацию и с высокой точностью получить пространственные характеристики озер. Изменение пространственных характеристик и преобладающих типов озер в будущем может являться индикатором климатических изменений на архипелаге.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Разработка методики поиска и инвентаризации приледниковых озер Шпицбергена и анализ данных выполнены при поддержке гранта РНФ № 23-27-00312 «Формирование приледниковых озер архипелага Шпицберген в условиях изменения климата».

Conflict of interest. The authors declare no conflict of interest.

Funding. The development of the search and inventory methodology of the Spitzbergen (Svalbard) periglacial lakes and data analysis were supported by the Russian Science Foundation grant No. 23-27-00312. “Formation of periglacial lakes of the Svalbard under the conditions of climate change”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mangerund J., Svendsen J.I.* Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard // *Boreas*. 1990. V. 19. № 3. P. 249–272.
2. *Førland E.J., Benestad R.E., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Skaugen T.E.* Temperature and precipitation development at Svalbard 1900–2100 // *Advances in Meteorology*. 2011. V. 17. P. 1–14. doi.org: 10.1155/2011/893790.
3. *Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A.* Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. № 18. L18502. doi.org: 10.1029/2007GL030681.
4. *Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R.* Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 1603–1621. doi.org: 10.5194/tc-7-1603-2013.
5. *Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilimek V.* Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1195–1209. doi.org: 10.5194/tc-12-1195-2018.
6. *Carrivick J.L., Fiona S.T.* A review of glacier outburst floods in Iceland and Greenland with a megafloods perspective // *Earth-Science Reviews*. 2019. № 196. P. 102876. doi.org:10.1016/j.earscirev.2019.102876.
7. *Schomacker A.* Expansion of ice-marginal lakes at the Vatnajökull ice cap, Iceland, from 1999 to 2009 // *Geomorphology*. 2010. V. 119. № 3–4. P. 232–236. doi.org: 10.1016/j.geomorph.2010.03.022.
8. *Liestøl O., Repp K., Wold B.* Supra-glacial lakes in Spitsbergen // *Nor. Geogr. Tidsskr.* 1980. № 34 (2). P. 89–92.
9. *Mohanty L., Maiti S., Dixit A.* Spatio-temporal assessment of regional scale evolution and distribution of glacial lakes in Himalaya // *Frontiers in Earth Science*. 2023. V. 10. P. 1038777. doi: 10.3389/feart.2022.1038777.

10. Strozzi T., Wiesmann A., Kääb A., Joshi S., Mool P. Glacial lake mapping with very high resolution satellite SAR data // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2012. V. 12. № 8. P. 2487–2498. doi.org: 10.5194/nhess-12-2487-2012, 2012.
11. Paltan H., Dash J., Edwards M. A refined mapping of Arctic lakes using Landsat imagery // *International Journal of Remote Sensing*. 2015. V. 36. № 23. P. 5970–5982. doi.org: 10.1080/01431161.2015.1110263.
12. Чернов Р.А., Ромашова К.В. Современное состояние приледниковых озер архипелага Шпицберген // *Криосфера Земли*. 2022. Т. 26. № 1. С. 36–45. doi: 10.15372/KZ20220104.
13. Wiczorek I., Strzelecki M., Stachnik L., Yde J., Malecki J. Inventory and classification of the post Little Ice Age glacial lakes in Svalbard // *The Cryosphere. Discussions*. 2022. doi.org: 10.5194/tc-2021-364.
14. Urbański J.A. Monitoring and classification of high Arctic lakes in the Svalbard Islands using remote sensing // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2022. V. 112. P. 102911. doi.org: 10.1016/j.jag.2022.102911.
15. Ромашова К.В., Чернов Р.А. О формировании новых приледниковых озер в бассейне залива Грэнфьорд (Шпицберген) в 1938–2010 гг. // *Лед и снег*. 2022. Т. 62. № 2. С. 193–202. doi.org/10.31857/S2076673422020125.
16. Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // *Лед и снег*. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472. doi.org: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
17. Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. (eds). Climate in Svalbard 2100 — a knowledge base for climate adaptation. Norway, Norwegian Centre of Climate Services (NCCS) for Norwegian Environment Agency (Miljødirektoratet). 2019. 208 p. (NCCS report 1/2019). doi.org: 10.13140/RG.2.2.10183.75687.
18. Norwegian Polar Institute's topographical Svalbard map service. URL: <https://toposvalbard.npolar.no/> (дата обращения: 09.01.2023).
19. Kartdata Svalbard 1:100 000 (S100 Kartdata) / Map Data [Data set]. Norwegian Polar Institute. 2014. doi.org: 10.21334/npolar.2014.645336c7.
20. Новицкий П.В., Зограф И.А. Оценка погрешностей результатов измерений. Л.: Энергоатомиздат, 1985. 248 с.
21. Рянжин С.В., Субетто Д.А., Кочков Н.В., Ахметова, Н.С., Вейнмейстер Н.В. Полярные озера мира: современные данные и состояние исследований // *Водные ресурсы*. 2010. Т. 37. № 4. С. 387–397. doi.org: 10.1134/S0097807810040019.
22. Kavan J., Wiczorek I., Tallentire G.D., Demidionov M., Uher J., Strzelecki M.C. Estimating Suspended Sediment Fluxes from the Largest Glacial Lake in Svalbard to Fjord System Using Sentinel-2 Data: Trebrevatnet Case Study // *Water*. 2022. V. 14. № 12. P. 1840. doi.org: 10.3390/w14121840.

REFERENCES

1. Mangerud J., Svendsen J.I. Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard. *Boreas*. 1990, 19 (3): 249–272.
2. Førland E.J., Benestad R.E., Hanssen-Bauer I., Haugen J.E., Skaugen T.E. Temperature and precipitation development at Svalbard 1900–2100. *Advances in Meteorology*. 2011, 2011: 1–14. doi.org: 10.1155/2011/893790.
3. Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34 (18): L18502. doi.org: 10.1029/2007GL030681.

4. Nuth C., Kohler J., König M., von Deschanden A., Hagen J.O., Kääb A., Moholdt G., Pettersson R. Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. *The Cryosphere*. 2013, 7: 1603–1621. doi.org: 10.5194/tc-7-1603-2013.
5. Harrison S., Karge J.S., Hugge, C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimeš J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilimek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1195–1209. doi.org: 10.5194/tc-12-1195-2018.
6. Carrivick J.L., Fiona S.T. A review of glacier outburst floods in Iceland and Greenland with a megafloods perspective. *Earth-Science Reviews*. 2019, 196: 102876. doi.org: 10.1016/j.earscirev.2019.102876.
7. Schomacker A. Expansion of ice-marginal lakes at the Vatnajökull ice cap, Iceland, from 1999 to 2009. *Geomorphology*. 2010, 119 (3–4): 232–236. doi.org: 10.1016/j.geomorph.2010.03.022.
8. Liestøl O., Repp K., Wold B. Supra-glacial lakes in Spitsbergen. *Nor. Geogr. Tidsskr.* 1980, 34 (2): 89–92.
9. Mohanty L., Maiti S., Dixit A. Spatio-temporal assessment of regional scale evolution and distribution of glacial lakes in Himalaya. *Frontiers in Earth Science*. 2023, 10: 1038777. doi.org: 10.3389/feart.2022.1038777.
10. Strozzi T., Wiesmann A., Kääb A., Joshi S., Mool P. Glacial lake mapping with very high resolution satellite SAR data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2012, 12 (8): 2487–2498. doi.org: 10.5194/nhess-12-2487-2012, 2012.
11. Paltan H., Dash J., Edwards M. A refined mapping of Arctic lakes using Landsat imagery. *International Journal of Remote Sensing*. 2015, 36 (23): 5970–5982. doi.org: 10.1080/01431161.2015.1110263.
12. Chernov R.A., Romashova K.V. Current state of the proglacial lakes of the Svalbard. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2022, 26 (1): 36–45. [In Russian]. doi.org: 10.15372/KZ20220104.
13. Wieczorek I., Strzelecki M., Stachnik L., Yde J., Malecki J. Inventory and classification of the post Little Ice Age glacial lakes in Svalbard. *The Cryosphere. Discussions*. 2022. doi.org: 10.5194/tc-2021-364.
14. Urbański J. A. Monitoring and classification of high Arctic lakes in the Svalbard Islands using remote sensing. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2022, 112: 102911. doi.org: 10.1016/j.jag.2022.102911.
15. Romashova K.V., Chernov R.A. Formation of new periglacial lakes in the Grønfjord basin (Svalbard) in 1938–2010. *Led i sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (2): 193–202. [In Russian]. doi.org: 10.31857/S2076673422020125.
16. Chernov R.A., Muraviev A.Y. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Svalbard). *Led i sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (4): 462–472. [In Russian]. doi.org: 10.15356/2076-6734-2018-4-462-472.
17. Hanssen-Bauer I., Førland E.J., Hisdal H., Mayer S., Sandø A.B., Sorteberg A. (eds). *Climate in Svalbard 2100 — a knowledge base for climate adaptation*. Norway, Norwegian Centre of Climate Services (NCCS) for Norwegian Environment Agency (Miljødirektoratet). 2019: 208 p. (NCCS report 1/2019). doi.org: 10.13140/RG.2.2.10183.75687.
18. Norwegian Polar Institute's topographical Svalbard map service. Available at: <https://toposvalbard.npolar.no/> (accessed 09.01.2023).
19. Kartdata Svalbard 1:100 000 (S100 Kartdata) / Map Data [Data set]. Norwegian Polar Institute. 2014. doi.org: 10.21334/npolar.2014.645336c7.
20. Novitskii P.V., Zograf I.A. *Otsenka pogreshnostei rezul'tatov izmerenii*. Estimation of errors in measurement results, Leningrad: Energoatomizdat, 1985: 248 p. [In Russian].

21. Ryanzhin S.V., Subetto D.A., Kochkov N.V. et al. Polar Lakes of the World: Current Data and Status of Investigations. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2010, 37 (4): 427–436. [In Russian]. doi.org: 10.1134/S0097807810040019.

22. Kavan J., Wieczorek I., Tallentire G.D., Demidionov M., Uher J., Strzelecki M.C. Estimating Suspended Sediment Fluxes from the Largest Glacial Lake in Svalbard to Fjord System Using Sentinel-2 Data: Trebrevatnet Case Study. *Water*. 2022, 14 (12): 1840. doi.org: 10.3390/w14121840.

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-171-190>

УДК [556.535+556.5.02]:556.54(282.256.67)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

**Новые данные о трансформации стока воды и наносов
в дельте реки Лены по итогам экспедиционных измерений
в августе 2022 г.**

Д.В. Магрицкий^{1,2*}, С.Р. Чалов¹, Е.Ж. Гармаев³,
К.Н. Прокопьева¹, Е.А. Крастынь¹

¹ — Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² — Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

³ — Байкальский институт природопользования СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*magdima@yandex.ru

Резюме

Статья содержит важные итоги полевых и комплексных гидрологических исследований, проводившихся в дельте р. Лены с 10 по 16 августа 2022 г. Были измерены 25 расходов воды и концентрации взвесей в речных водах, отобраны пробы воды, образцы донного и берегового грунтов на гранулометрический и химический состав, отмечены размываемые берега. Целью исследований было изучение распределения стока воды и наносов Лены между дельтовыми рукавами, изменений мутности воды, гранулометрического и химического состава наносов от вершины к морскому краю дельты, по глубине и ширине потока, роли в них местных гидролого-морфологических и термоабразионных процессов. Полученные натурные данные необходимы для познания особенностей современного рассредоточения стока воды и наносов в огромной и многорукавной дельте Лены, его изменений с момента последних стационарных и экспедиционных измерений, для дешифрирования спутниковых снимков, разработки инструментария для пересчета поверхностных измерений в осредненные по сечению потока.

Ключевые слова: взвесь, дельта, измерение, мутность, проба воды и грунта, расход воды, река Лена, рукав, скорость течения.

Для цитирования: Магрицкий Д.В., Чалов С.Р., Гармаев Е.Ж., Прокопьева К.Н., Крастынь Е.А. Новые данные о трансформации стока воды и наносов в дельте реки Лены по итогам экспедиционных измерений в августе 2022 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 171–190. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-171-190>.

Поступила 20.05.2023

После переработки 14.06.2023

Принята 15.06.2023

New data on the transformation of water and sediment runoff into the Lena river delta based on the results of expedition measurements in August 2022

Dmitry V. Magritsky^{1,2*}, Sergei R. Chalov¹, Endon Zh. Garmaev³,
Kristina N. Prokopeva¹, Ekaterina A. Krastyn¹

¹ — Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² — Water Problems Institute RAS, Moscow, Russia

³ — Baikal Institute of Nature Management SB RAS, Ulan-Ude, Russia

*magdima@yandex.ru

Summary

Field hydrological measurements were performed in the Lena River delta from the 10th to the 16th of August 2022. 25 values of water discharge and 58 suspended sediment concentrations (SSC) were measured, multiple chemical composition water samples were taken, along with samples of bottom and bank river sediments, and thermal abrasion coasts were highlighted. Particle size and chemical composition analyses of the sediment samples were carried out. The aim of the study was to estimate the water flow distribution in the delta and to determine the directional SSC, sediment particle size and chemical composition changes along the delta and inside the depth of the river flow, and define the roles of the local hydrological and morphological factors of river flow transformation. Moreover, field measurements are crucial for SSC estimation and monitoring based on satellite image data. The laboratory analyses included particle size definition in suspended and bottom sediment samples, organic matter and SSC definition. The August 2022 expedition results were compared to the previous surveys. It was established that the flow distribution around the Stolb island corresponds with that of 2016: the Bykovsky, Trophimovsky, Tumatsky and Oleneksky branches receive 24.9–25.5, 58–59.2, 6 and 6.6 % of the water discharge from the Kusur gauging station on the Lena River, respectively. However, the role of the Main channel was slightly overestimated. The new data includes water discharges in the branches around the Samoilovsky island and in the channel systems of the Oleneksky and Tumatsky branches. SSC was relatively low and amounted to around 12–24 mg/l, rising from the water surface to the bottom 1.2–2 times. SSC decreased along the course of the Oleneksky and Tumatsky branches (1.5 and 1.1 times, respectively) due to the ratio between SSC and the potential stream transport capacity. SSC rose along the course of the Bykovsky branch, even though it wasn't shown by the Landsat-8 satellite image (16th of August 2022). A significant sediment source in the delta are eroded and thermo eroded shores of the edoma island systems. The average sediment size proved to be from 0.011 to 0.019 mm. SSC does not vary much around the main channel and the nearest branches. Important relations between SSC, optical turbidity and ADCP backscatter intensity were estimated. The coarse diameter of 30 bottom sediment samples was 0.46 mm. The largest sediments were discovered in the Bykovsky branch, while the smallest sediments were found in the smaller transverse branches. Along the Tumatsky and Oleneksky branches the bottom sediments alternate from fine to medium sands.

Keywords: branch, delta, flow velocity, Lena River, measurement, sediment, suspended sediment concentration, water discharge, water and sediment samples.

For citation: Magritsky D.V., Chalov S.R., Garmaev E.Zh., Prokopeva K.N., Krastyn E.A. New data on the transformation of water and sediment runoff into the Lena river delta based on the results of expedition measurements in august 2022. *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 171–190. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-171-190>.

Received 20.05.2023

Revised 14.06.2023

Accepted 15.06.2023

ВВЕДЕНИЕ

Дельта р. Лены — крупнейшая в стране по площади и числу рукавов, она уникальна по своему строению и истории образования, по своей экологической ценности

и другим характеристикам [1–5]. Дельта расположена в Российской Арктике, быстро теплеющей и «теряющей» морские льды, в криолитозоне с отступающей мерзлотой, в устье второй по водоносности реки России, сток и режим которой с конца 1980-х гг. значительно меняется [6]. Все это создает условия для серьезных и нарастающих местных гидролого-морфологических изменений, влияющих на русловые процессы и распределение стока между русловыми системами, на характер продольной (между вершиной и морским краем дельты) трансформации речного стока наносов, растворенных веществ и тепловой энергии, на состояние прибрежной арктической морской акватории, судоходство и в целом на экологические условия и обитателей дельты. Эти нарушения, как и сама дельта, по-прежнему известны недостаточно, хотя в сравнении с другими арктическими дельтами степень ее гидрологической изученности несравнимо выше [1, 2, 5–13]. Стоковые посты и гидрометрические створы в дельте не функционируют с 2007 г.; комплексные гидрологические экспедиции проводились довольно давно; с 2022 г. заморожено российско-германское сотрудничество. Поэтому проведенные в августе 2022 г. гидрологические исследования не только были своевременны, но и стали источником новых знаний о современном гидрологическом состоянии южной части дельты Лены. Целью исследований было изучение распределения стока воды и наносов Лены между дельтовыми рукавами, продольных и по глубине изменений мутности воды и роли в них местных гидролого-морфологических процессов, определение гранулометрического и химического состава наносов, донных и береговых отложений, получение натурных опорных сведений для дешифрирования спутниковых снимков. В задачи представленного исследования также вошел детальный сравнительный анализ полученных во время экспедиции данных и результатов их лабораторной и камеральной обработки с материалами ранее проводившихся похожих исследований.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКИ

Полевые гидрологические исследования проводились в восточном и среднем секторах дельты р. Лены с 10 по 16 августа 2022 г. (рис. 1). Крайней восточной и одновременно крайней южной точкой района работ был южный берег зал. Неёлова (к северу от пгт Тикси; с координатами 71,75° с. ш. и 128,86° в. д.), крайней западной точкой — гидроствор на Оленёкской протоке, в 3 км ниже впадения в нее Булкурской протоки (72,31° с. ш. и 126,07° в. д.), крайней северной точкой — створ на Большой Туматской протоке (72,71° с. ш.). Общая протяженность маршрута работ «на воде» составила около 530 км. В числе исследованных водных объектов были зал. Неёлова, концевой участок Главного русла р. Лены, Быковская, Оленёкская, Булкурская, Большая и Малая Туматская и Арынская (в истоке) протоки (прим. авторов статьи — в действительности это типичные дельтовые рукава, согласно теоретическим положениям отечественной устьевой гидрологии [4]), а также протоки, огибающие о. Самойловский, и ряд др. Особо следует выделить главный дельтовый узел разветвления у о. Столб. Полевой отряд базировался на о. Самойловский — на базе научно-исследовательской станции (НИС) «Остров Самойловский» Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН.

Полевые выезды выполнялись на моторном катере. Во время них, во-первых, были обустроены на о. Самойловский и о. Арга-Билир-Арыта водомерные посты, оборудованные датчиками уровня воды серии ERG-TP-01 (создатель — биологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова). На них осуществлялся непрерывный

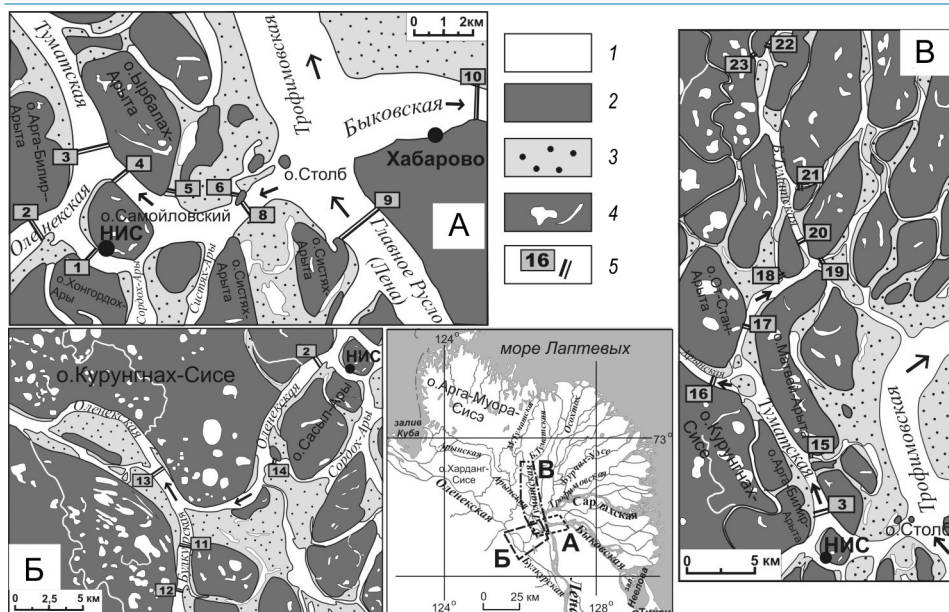


Рис. 1. Картограмма участков дельты р. Лены, где в августе 2022 г. проводились гидрологические работы.

1 — акватория (в межень и на врезках А, Б и В); 2 — острова; 3 — обсыхающие (при низких уровнях) равновысотные пески; 4 — термокарстовые и старичные озера на островах, а на песках — это заполненные водой понижения; 5 — местоположение и номера расходных гидростворов

Fig. 1. Map of the August 2022 hydrological survey sites in the Lena River Delta.

1 — water area (at low water conditions and insets А, Б, В); 2 — islands; 3 — drying out (during low water levels) sands; 4 — thermokarst and oxbow island lakes, water filled downgrades; 5 — water discharge measurement sites and their numbers

мониторинг температуры и уровня воды (в условной системе высот). В Оленёвской протоке, восточнее о. Самойловский, была установлена авторская зонд-ловушка (патент № 201927 от 29.05.2020 г.) для сбора взвешенных наносов на трех глубинных горизонтах. Во-вторых, были измерены 25 расходов воды и скоростей течения — с помощью акустического доплеровского профилографа течений (АДПТ) RioGrande, двумя-тремя проходами и с соблюдением для одного узла или вдоль рукава правила «синхронности измерений» [4]. Расхождение между расходами воды разных проходов было допустимым по РД 52.08.767-2012 [14] ($\pm 10\%$ между проходами и $\pm 5\%$ от среднего) на большинстве гидростворов. Несколько расходов признаны либо ничтожно малыми (створы № 6 и 7 на малых протоках у истока Оленёвской протоки (см. рис. 1, врезка А)), либо неверными из-за сильного влияния гидролого-морфологических факторов (одно измерение в устье Булкурской протоки и несколько измерений в малых протоках в системе Туматской протоки). В-третьих, проведены 58 измерений оптической мутности воды при помощи турбидиметра НАСН 2100р. В самых глубоких местах на створах взяты пробы воды — погружной помпой, из поверхностного, придонного и среднего горизонтов. Вода забиралась в подготовленные емкости объемом 1 или 5 л. В-четвертых, пробоотборником типа ковш Ван-Вина отобраны донные отложения, а на термоэрозийных берегах — образцы грунта. Вес отбираемой пробы около 0,5 кг. Всего было взято 30 образцов грунтов. В-пятых, во

время маршрутов наносились на карту участки термоэрозионных берегов. Эхолотом GARMIN измерялись глубины по фарватеру.

На НИС «Остров Самойловский» пробы воды с содержащимися в них наносоми фильтровались через вакуумную установку Millipore и мембранные фильтры с размером пор 0,45 мкм производства Владипор (Россия) и Millipore (Франция). Грунты, донные отложения, фильтры Владипор с уловленными взвесями высушивались в сушильном шкафу при температуре 105 °С — 2 ч для фильтров и 8–24 ч для грунтов. Фильтры взвешивались на электронных аналитических весах с точностью до 0,0001 г. По массе осевших на фильтре наносов и объему пробы рассчитывалась весовая мутность. Сопоставление данных по весовой (S , мг/л) и оптической (T , NTU) мутности позволило обосновать эмпирическую зависимость вида:

$$S = 1,33 \cdot T - 2,45 \text{ (коэффициент достоверности связи } r^2 = 0,88). \quad (1)$$

Также обосновывалась зависимость между измеренной поверхностной мутностью и значениями спектральной яркости на снимке Landsat 8.

Донные грунты были проситованы через сита размерами: >10 мм, 5–10 мм, 2–5 мм, 1–2 мм, 0,5–1 мм, 0,25–0,5 мм, 0,1–0,25 мм и <0,1 мм. После — рассчитывался средневзвешенный диаметр отложений. Береговые грунты сжигались в муфельной печи при температуре 550 градусов в течение 1 ч для установления доли органики (торфа) в них. Часть проб воды, наносов и грунтов, фильтрата (после фильтрования через фильтры Millipore) была отвезена в Москву для расширенного анализа — на химический состав и гранулометрический (для мелких взвесей) — в лабораториях МГУ им. М.В. Ломоносова. Последний определялся методом лазерной дифракции на лазерном гранулометре Fritsch Analysette 22. Каждое определение состояло из трех-пяти измерений, результаты которых усреднялись.

Расчет распределения расходов воды (Q , м³/с) в узлах разветвлений и соединений выполнялся с опорой на водно-балансовые решения. Расход взвешенных наносов в гидростворах определялся пересчетом величины рассеяния частицами взвесей ультразвукового сигнала, излучаемого АДПТ в водный поток, в мутность [15]. Для этого вначале была построена единая зависимость между фактическими мутностями воды, полученными в ходе измерений (на трех глубинных горизонтах на вертикали, на каждом гидростворе), и величинами обратного рассеяния на эхограмме (в точках отбора пробы воды). По этой зависимости величины обратного рассеяния в каждой ячейке эхограммы были пересчитаны в мутность воды и представлены в виде изолиний мутности в поперечном створе. В программном комплексе (ПК) ASET [16] по этим и другим данным, включая скорости течения и расходы воды, гранулометрический состав взвесей, рассчитывался расход взвешенных наносов (R , кг/с). Для экстраполяции скоростей в приповерхностном и придонном слоях использована логарифмическая зависимость, а для экстраполяции мутности — закон Великанова–Рауза. В ходе расчетов выяснилось, что ПК ASET учитывает только крупные (руслообразующие) взвеси и, следовательно, выдает заниженный расход наносов. Но это тоже важный методический результат.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВО ВРЕМЯ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

В среднемноголетнем масштабе погода в дельте р. Лены отличается суровостью и неустойчивостью из-за особенностей местонахождения района — в Арктике, на границе обширной суши и ледовитого моря, в устье крупнейшей реки. Обычно ав-

густ (наряду с июлем) характеризуется самыми высокими температурами воздуха — +8...+9 °C на метеостанции (МС) Тикси — и началом ее быстрого снижения примерно с середины месяца, наибольшим количеством осадков и почти сплошной облачностью (ясных дней в среднем пять), ветреной погодой (штилевых дней четыре) с преобладанием северных ветров [17]. Далее по повторяемости следуют Ю, ЮЗ и З ветры.

Во время экспедиции большую часть времени преобладал антициклональный тип погоды, с переменной облачностью — от 25–75 % 11, 13 и 15–16 августа до 100 % 12 и 14 августа (рис. 2б). Осадки прошли 12 августа; сильное усиление ветра отмечено 14 августа — со средней скоростью 8–10 м/с и порывами до 12–13 м/с, со сменой направления на восточное, т. е. вдоль Быковской и Оленёвской протоков. Это резко усилило волнение в этих рукавах и ограничило работу «на воде». В остальные дни господствовали ветра северных румбов, со скоростью 2–5 м/с, не мешавшие работе. Температурный фон был благоприятным: с 11 по 13 августа температура воздуха понизилась с 11,8 до 7,6 °C (полярная станция (п. ст.) Хабарово), а к 16 августа вновь выросла — до 13,2 °C (см. рис. 2а). В течение суток диапазон колебаний составлял 5–9 °C; на метеостанции Тикси он немного меньше.

Экспедиционный выезд пришелся на летне-осенний сезон паводков и послепаводочного снижения уровня воды. В низовьях и особенно в дельте р. Лены

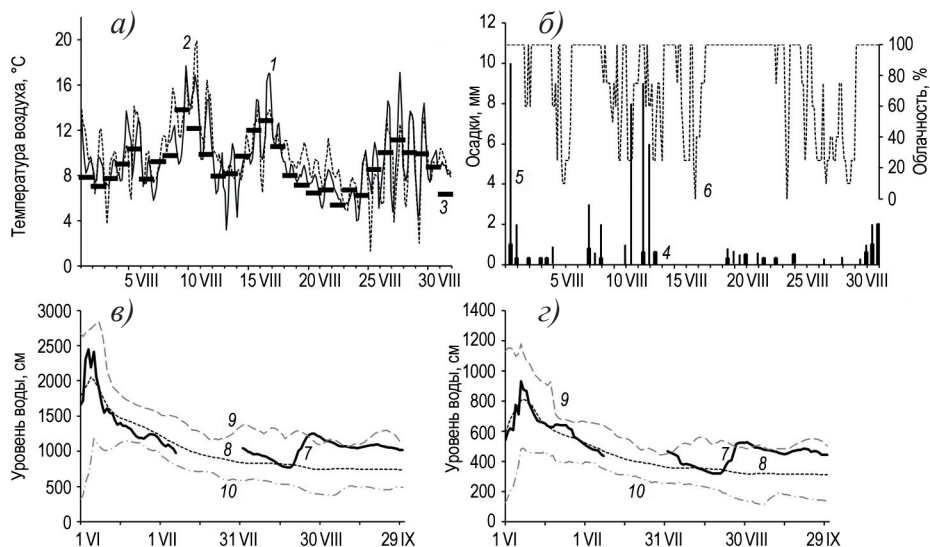


Рис. 2. Гидрометеорологические условия летом 2022 г. по данным наблюдений на пунктах Росгидромета и экспедиционных измерений: а — температура воздуха в августе на постах о. Столб (1, по срокам), Тикси (2, по срокам) и по данным реанализа ERA5 (3, вся дельта и с осреднением за сутки); б — суточный слой осадков (4 — о. Столб, 5 — Тикси) и облачность (6 — о. Столб); в, з — среднесуточные уровни воды на постах Кюсюр (в) и Хабарово (з): 7 — летом 2022 г., 8, 9, 10 — осредненные, максимальные и минимальные за 1991–2020 гг.

Fig. 2. Hydrometeorological conditions in the summer of 2022 based on Roshydromet and field data: а — August temperature from the “Stolb island” gauging station (1, air temperature measurements), Tiksi gauging station (2, air temperature measurements) and based on ERA5 reanalysis (3, the entire delta, daily); б — daily precipitation (4 — Stolb island, 5 — Tiksi) and cloudiness (6 — Stolb island); в, з — average daily water level from Kusur (в) and Khabarovo (з) gauging stations: 7 — summer 2022, 8, 9, 10 — average, maximum and minimum water levels from 1991 to 2020

паводки распластанные, в среднем их четыре [18]. В 2022 г. пик весеннего половодья наблюдался на постах Кюсюр и п. ст. Хабарово в первых числах июня, а его окончание — во второй половине июля (см. рис. 2в, з). К сожалению, Росгидромет не приводит данные наблюдений за июль. Половодье сменилось паводочной волной, спад которой пришелся как раз на экспедиционные работы; в третьей декаде августа пришла вторая паводочная волна. Во время экспедиции, с 11 по 16 августа, уровень снизился почти на 40 см, как по данным измерений на посту Хабарово (были любезно предоставлены наблюдателями), так и по логгерам, установленным участниками экспедиции. 13 и, особенно, 14 августа флуктуации уровня резко выросли из-за усиления ветра. В целом хорошо видно, что гидрологические условия соответствовали средним многолетним (см. рис. 2в, з).

Во всех пунктах температура воды превышала температуру воздуха на 4–7 °С; внутрисуточная изменчивость находилась в диапазоне 0,5 °С. Во время экспедиции температура воды (по логгерам) вначале снизилась с 16,5–16,8 °С (с 11–12 августа) до 15 °С (14–15 августа) и вновь немного выросла (на 0,2–0,4 °С) в остальные дни. Запоздывание, по сравнению с колебаниями температуры воздуха, составило 1–2 суток. Различия в температурах воды у о. Самойловский и п. ст. Хабарово оказались незначительными, тогда как, по измерениям температурным датчиком АДПТ, температура воды по ширине потока и между гидрометрическими створами сильно различалась. Самые холодные воды обнаружены в Булкурской протоке — 13,0–13,5 °С (рис. 3). В Главном русле у правого берега выявлен шлейф холодных вод шириной почти 0,4 км, который, по-видимому, тянется от поста Кюсюр и формируется водами водо-

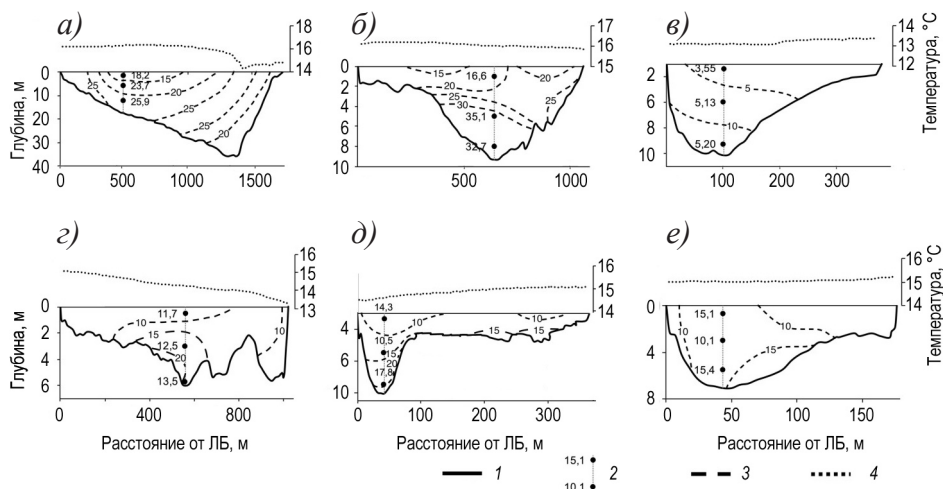


Рис. 3. Поперечные профили гидростворов с линией дна (1), значениями измеренной на вертикалях весовой мутности (2), изолиниями равной мутности (3) и кривой изменения приповерхностной температуры воды (4). Створы: а — Главное русло (створ Л-9), б — Туматская протока (створ Л-3), в — Булкурская протока (створ Л-12), з — Оленёкская протока (створ Л-13), д — Арынская протока (створ Л-16), е — Туматская протока (створ Л-22)

Fig. 3. Hydrological site transverse profiles and their bottom line (1), measured SSC (2), isolines of equal SSC (3), based on SSC echograms, and surface water temperature curve (4). Transverse profiles: а — Main channel (L-9), б — Tumatskaya branch (L-3), в — Bulkurskaya branch (L-12), з — Olenekskaya branch (L-13), д — Arynskaya branch (L-16), е — Tumatskaya branch (L-22)

токов, стекающих с Верхоянского горного массива [6]. Наоборот, на посту Хабарово (на Быковской протоке) такой зоны нет, что соответствует выводу из [6]. В Оленёкской протоке, от левого берега к правому, т. е. к едомным массивам с тающими многолетнемерзлыми породами (ММП), температура воды уменьшается на 2 °С.

СКОРОСТНОЕ ПОЛЕ ПОТОКА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ

Во время экспедиции на 25 гидрометрических створах несколькими проходами были измерены расходы воды (см. рис. 1, таблица). 12 августа измерения выполнялись вокруг о. Самойловский и в главном дельтовом узле разветвления — у о. Столб; 13 августа — на верхнем участке Оленёкской протоки и в Булкурской протоке; 15 августа — в верхней части системы Туматской протоки, 16 августа — вновь к югу от о. Самойловский. Полученный массив данных позволил изучить современную ситуацию с рассредоточением стока Лены в привершинной части дельты, частично — по длине Оленёкской и Туматской проток.

О распределении стока в дельте Лены научное сообщество знает по-прежнему мало. И это несмотря на то, что дельта Лены одна из немногих в Арктике, где измерения расходов воды на постоянной основе все же проводились [13, 19]. В 1950 г. в истоке Быковской протоки был открыт стоковый пост о. Столб (сейчас это полярная станция им. Ю.А. Хабарова) и гидроствор на Главном русле. С 1973 г. Тиксинский ЦГМС начал проводить эпизодические, а с 1977 г. систематические измерения Q в истоках проток Трофимовской, Туматской и Оленёкской — на закрепленных гидростворах. Но после 2007 г. все стационарные измерения Q прекратились. Помимо сетевого мониторинга, большой объем измерений Q выполнен во время экспедиций, причем на большем числе водотоков и створов [1, 2, 7, 9, 20]: 1) в 1976–1987 гг. гидрографической партией Тиксинского ЦГМС, 2) в 1979–1981 и 1994–1995 гг. Лабораторией русловых процессов и эрозии почв МГУ им. М.В. Ломоносова, 3) в отдельные годы с 2001 по 2016 г. в рамках российско-германского сотрудничества — силами ААНИИ, СПбГУ и др. Последнее крупное обобщение всех имеющихся (стационарных и экспедиционных) данных по Q в рукавах дельты Лены опубликовано в [6] — в виде соответствующей таблицы перехода от расходов и уровней воды на посту Кюсюр к Q в главных дельтовых рукавах. Там же дан анализ устойчивости этого распределения в многолетнем и сезонном временных масштабах. Предыдущие обобщения содержатся в публикациях [1, 2, 7, 11, 12, 18, 19], среди которых выделяются работы [1, 7] со сведениями по распределению стока для максимального числа рукавов и узлов (разветвления и соединения). О расходах воды в рукавах, где гидрометрические измерения не проводились, можно составить приблизительное представление на основе альтернативных данных, полученных по гидролого-морфологическим зависимостям [7], на базе концепции гидрографических порядков [21] и по результатам численных гидродинамических расчетов [22].

При обработке и анализе данных измерений в августе 2022 г. прежде всего необходимо было соотнести распределение Q между рукавами с расходами воды на посту Кюсюр. Это замыкающий створ на р. Лене, который находится перед входом реки в «Ленскую трубу» и в 145 км выше вершины дельты (у о. Тит-Ары), в 315 км от устья Быковской протоки [6]. За август 2022 г. имелись лишь среднесуточные уровни на посту Кюсюр, импортированные с сайта «Информационная система по водным ресурсам и водному хозяйству бассейнов рек России» [23]. Они были пересчитаны в среднесуточные Q по кривой расходов воды (КР). КР не обеспечена данными за

Таблица

Table

Данные измерений характеристик речного потока в гидростворах в дельте р. Лены

Data of field measurements of river flow characteristics in site transverse profiles

№ створа	Водоток, створ	Координаты		Дата	Ширина русла, м	Глубина, м		Расход воды, м ³ /с	Скорость течения, м/с	
		с. ш.	в. д.			средняя	максим.		средн.	максим.
1	Протока, огибающая о. Самойловский с юга	126,4644	72,3700	12.08	595	3,77	5,4	1170	0,52	1,24
2	Оленёкская протока (исток)	126,4150	72,3732		961	5,18	9,8	1060	0,21	1,00
3	Туматская протока (исток)	126,4660	72,4034		1078	4,94	9,8	2020	0,38	1,19
4	Протока, огибающая о. Самойловский с севера	126,4965	72,3952		705	5,42	10,5	2000	0,52	1,37
5	Безымянные протоки	126,5489	72,3856		210	2,66	4,7	3,72	0,01	–
8	Общий вход в Оленёкскую и Туматскую протоки	126,6378	72,3769		626	8,75	17,7	3310	0,60	1,49
9	Главное русло (4,7 км выше о. Столб)	126,7094	72,3733		1623	21,0	36,9	31250	0,92	2,96
10	Быковская протока (исток)	126,8153	72,4413		2557	4,35	15,2	8400	0,75	2,01
12	Булкурская протока (устье)	126,1046	72,2293	13.08	411	7,08	14,3	175	0,06	0,90
13	Оленёкская протока (ниже впадения Булкурской)	126,0723	72,3063		1106	3,58	6,6	2100	0,53	1,38
14	Протока к югу от о. Сасыл-Ары	126,3057	72,3110		320	3,51	4,6	920	0,82	1,35
15	Протока Матвей-Тёбюлеге	126,4440	72,4371	15.08	224	5,38	14,8	23,8	0,02	1,19
16	Арынская протока (исток)	126,2194	72,4859		435	3,27	10,4	1075	0,76	1,52
17	Бол. Туматская протока	126,2863	72,5193		509	6,41	9,2	865	0,27	1,03
18	Мал. Туматская протока	126,3748	72,5573		120	4,41	6,1	3,7	0,01	0,53
20	Бол. Туматская протока	126,4302	72,5742		368	6,60	8,50	902	0,40	1,15
21	Протока в направлении Василий-Уэя	126,4128	72,6161		75	4,74	8,00	20,0	0,06	0,91
22	Бол. Туматская протока	126,3475	72,7099		196	4,32	7,10	452	0,53	1,17
23	Протока к востоку от о. Кучча-Арыга	126,3063	72,7020		315	0,28	5,70	248	–	1,59
24	Протока, омывающая южную часть о. Самойловский	126,4644	72,3700	16.08	499	3,30	5,60	953	0,58	1,22

теплый сезон год начиная с 2012 г. (они не публикуются), тогда как реальные измерения Q не проводятся еще раньше — с 2003 г. [24]. В то же время, согласно [18, 19], КР для поста Кюсюр характеризуется хорошей многолетней устойчивостью. В итоге получилось, что с 10 по 16 августа 2022 г. Q на посту Кюсюр снизился примерно с 35200 до 28000 м³/с. Различие с данными ArcticGRO [25] составило 3–4,5 %.

В итоге на конечном участке Главного русла — на месте бывшего гидрометрического створа «4,7 км выше о. Столб» — измеренный 12 августа расход воды составил ~93–94,7 % расхода в Кюсюре (с учетом времени добегания), тогда как, по данным работы [6], он должен быть 96,2 %. То есть объем оттока воды из Главного русла (между вершиной дельты и о. Столб) в левобережные протоки (включая протоку Булкурскую) и пойму оказался во время экспедиции выше. Это несоответствие подтверждают также данные по Булкурской протоке: по [6] ее доля $\leq 0,50$ %, а по измерениям 13 августа она составила 0,53 % (см. таблицу). Свидетельствует ли это об уменьшении роли Главного русла? С одной стороны, по данным промеров в Главном русле с 1982 по 2009 г., в гидростворе наблюдалось постепенное повышение отметок дна [1], способное снижать пропускную способность русла и расходы в нем [4]. С другой, по данным многолетних наблюдений на гидростворе «4,7 км выше о. Столб», обнаружен многолетний рост доли стока Главного русла с интенсивностью ~0,9 %/10 лет [6], который усилился после экстремально высокого половодья в 1989 г. ($Q_{\text{max}} = 220$ тыс. м³/с). Можно лишь предположить, что единичные данные 2022 г. не могут служить надежным доказательством первой версии.

У о. Столб сток Главного русла распределяется между совместным входом в Оленёкскую и Туматскую протоки (на запад), Трофимовской (на север) и Быковской (на восток) протоками (см. рис. 1). Далее протока Оленёкская, ниже отделения от нее Туматской протоки, на протяжении 26 км принимает слева воды Лены, стекающие с поймы и через протоки, включая протоку Булкурскую. По измерениям 12 и 13 августа доли проток Быковской, Трофимовской, Туматской и Оленёкской (ниже впадения Булкурской) составили, в сравнении с водностью на посту Кюсюр, примерно 24,9–25,5, 58–59,2, 6 и 6,6 %. Разница с расчетными данными из [6] оказалась минимальной — менее 0,3 % (за исключением 3 % у протоки Трофимовской, сток которой получен по разности). То есть опубликованное в [6] распределение по-прежнему актуально!

Особая новизна работ в 2022 г. — в получении данных о рассредоточении стока в районе о. Самойловский и в системе Туматской протоки (см. рис. 1, таблицу). Согласно им, в питании Оленёкской протоки огромную роль играет протока, огибающая о. Сасыл-Ары с юго-востока (створ № 14). Доля Арынской протоки равна ~55 % Q в истоке Туматской протоки, а в [7] она равна 59 % (при расходе у Кюсюра 35000 м³/с). В конце маршрута в Большой Туматской протоке осталось ~24,2 % первоначального стока (створ № 22), тогда как в [1] для этого участка дается ~20 %, но при существенно больших Q в истоке Туматской протоки.

Режим скоростей течения воды функционально связан с расходами воды, морфологическим строением русла и уклонами водной поверхности, которые ближе к морю выполаживаются. Средние скорости течений варьировали во время измерений расходов воды от 0,20–0,60 до 0,92 м/с (в Главном русле), максимальные — от 0,50–1,50 до 2,96 м/с (см. таблицу). Наименьшие скорости — 0,01–0,06 м/с — измерены в Булкурской протоке, а также в нескольких небольших поперечных или почти осохших протоках.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МУТНОСТИ РЕЧНЫХ ВОД И ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ

Изучение взвесей в речном потоке решало как геохимические, так и гидрологические задачи. Первая гидрологическая задача связана с оценкой вклада местных эрозионных и аккумулятивных процессов в трансформацию стока наносов Лены на его пути от вершины (ВД) к морскому краю дельты (МКД). Как известно, в устьях часть принесенных реками наносов осаждается [4, 26, 27]. Первый участок активной аккумуляции (в условиях гидравлического подпора) — это устьевой, включающий (в случае с устьем р. Лены) только дельту. Из этих наносов формируется и выдвигается в море тело дельты, образуются дно и берега дельтовых водотоков и водоемов, поверхность и рельеф дельтовой равнины, устьевые бары и др. Часть наносов в арктические дельты приносится речным льдом [2]. В [28] суммарные потери взвешенных наносов в дельте Лены оцениваются в 83–90 %, в [29] — в 70 %, в [6] — в 40–65 %. Активное накопление отложений в водотоках дельты Лены и на ее устьевом взморье требовало периодического дноуглубления с целью поддержания судоходных глубин [30].

Но не все придерживаются этой точки зрения. Так, по результатам сравнения карт, аэрофото- и спутниковых снимков, анализа морфологических изменений в восточной части дельты, частично по данным натурных измерений авторы публикации [31] делают вывод, что большая часть наносов не оседает в дельте, а достигает моря. Новое, более масштабное, сравнение карт и снимков не подтверждает и не опровергает этот вывод [32], свидетельствуя лишь о стабильности МКД. В работе [10] анализировались различия в значениях коэффициента отражения (на снимках Landsat за 2000–2019 гг.) для двух участков — в истоках и устьях главных рукавов. Обнаружено продольное увеличение этого коэффициента в Быковской и Сардахской протоках и его уменьшение в Оленёнской и Туматской. Основная причина — добавление в поток наносов от термоэрозии берегов, прежде всего южной экспозиции, относящихся к едому, в теплую и солнечную погоду. Это согласуется с данными М.Н. Григорьева, оценившего массу наносов, поступающих в рукава с таких берегов (по 42 участкам общей протяженностью 76,6 км), в 2,15 млн т/год [3]. Но проблема спутниковых данных — это возможность фиксировать лишь взвеси в поверхностном слое потока. А это мелкие, неруслообразующие взвеси, по сути транзитные. Переход от них к общей величине взвесей и осредненной по сечению мутности, реальному русловому балансу наносов требует натурных измерений на разных глубинах и удалении от берега.

Материалы прежних натурных измерений мутности воды, проводившихся на спаде половодья и в меженно-паводочный сезон (при Q на посту Кюсюр <40000–30000 м³/с), показывают либо продольное уменьшение мутности воды [1, 2, 7, 33, 34], либо неоднозначную тенденцию, порой с увеличением мутности [1, 7, 20, 35, 36]. Можно лишь уверенно говорить, по данным многолетнего стационарного мониторинга и экспедиционных измерений, о значительном уменьшении мутности от ВД до о. Столб — в 1,5–2,5 раза.

Во время движения полевого отряда вверх по Быковской протоке (в ночь с 11 на 12 августа 2022 г.) измерения оптической мутности показали ее уменьшение от 7–11 (на участке «зал. Неёлова — примерно 50-й км от истока») до 2–3 NTU. Подобное для гидрометеорологических условий, наблюдавшихся во время экспедиции

2022 г., описано в [7, 10, 35]. Но при сравнении данных этого конкретного «прохода» вдоль Быковской протоки и спутникового снимка от 16 августа увеличения мутности на последнем не обнаружено, даже наоборот (см. ниже). Сама весовая мутность, измеренная в истоке Быковской протоки вечером 12 августа, составила 13–19 мг/л (поверхность). Мутность, измеренная у о-вов Столб и Самойловский, варьировала от 17 до 24 мг/л (поверхность). Это вполне соответствует гидрологическим условиям августа [2, 6] и подтверждает тезис о примерном равенстве мутности воды в основном рукаве и в истоках отделяющихся рукавов [4]. По длине Оленёкской протоки, к створу ниже впадения Булкурской протоки, мутность уменьшилась примерно в 1,5 раза (13 августа) — до 12 мг/л (поверхность). Тогда как в маловодной Булкурской протоке она составила 3,5 мг/л, а в полноводной протоке к югу от о. Сасыл-Ары — 32 мг/л. Различие хорошо видно и на спутниковом снимке. Незначимое снижение мутности отмечено по длине Туматской протоки (15 августа) — до 14–15 мг/л.

Натурные измерения были дополнены результатами дешифрирования снимка Landsat 8 от 16 августа 2022 г., с учетом построенной зависимости между относительными и абсолютными значениями мутности. Они свидетельствуют об уменьшении мутности воды между о-вами Тит-Ары и Столб — с 24,1 до 18,6 мг/л — и далее по Быковской протоке до 16,4 мг/л (в 120 км от о. Столб) (рис. 4, фрагмент А). Уменьшение обнаружено и в Туматской протоке — в 140 км от о. Столб мутность равна ~13,4 мг/л. Обратная ситуация наблюдается для Трофимовской-Сардахской протоки. Здесь мутность 16 августа продольно нарастает — до 34,8 мг/л, а также от правого к левому (южной экспозиции) берегу. За многолетний период (с 2000 г.) и на основе >50 ситуативных карт полей мутности воды, полученных по снимкам Landsat с 2000 г., Быковской протоке в июле-сентябре присущ обычно транзитный режим, а уменьшение поверхностной мутности есть только на выходе рукава в зал. Неёлова [10]. Для Оленёкской и Туматской проток уменьшение поверхностной мутности воды оценено в 5,5 и 13 %. Мутность воды в Трофимовской-Сардахской протоке увеличивается на 11,9 % к 130 км.

Выводы по натурным данным были проверены путем сравнения фактической мутности воды (S_{ϕ}) и мутности, отвечающей транспортирующей способности потока, — $S_{\text{тр}}$. Ее можно оценить по формуле К.И. Россинского и И.А. Кузьмина [37]:

$$S_{\text{тр}} = 0,024 \cdot V^3 / (hW), \quad (2)$$

где V — средняя скорость потока (м/с), h — глубина (м), W — гидравлическая крупность частиц (м/с), как функция от диаметра частиц и температуры воды (по В.Н. Гончарову). Средняя крупность отобранных во время экспедиции взвесей и прошедших гранулометрический анализ попадает в диапазон от 0,011 мм (пр. Быковская) до 0,014–0,019 мм. Это примерно в 2 раза меньше среднего диаметра наносов на посту Кюсюр при тех же Q (по сведениям из Гидрологических ежегодников). Температура воды была 15–16 °С, скорости течения и глубины приведены в таблице. В результате $S_{\phi} > S_{\text{тр}}$ (условия для осаждения наносов) обнаружены практически на всех створах, а $S_{\phi} < S_{\text{тр}}$ (условия для транзита и наращивания стока наносов) — лишь в истоках Быковской и Арынской проток.

Таким образом, для полноводных и глубоких дельтовых рукавов, с большими скоростями течения, сохраняющих большую часть водного стока до устья, как, например, Быковская и Сардахская протоки, мутность воды в июле-сентябре может не

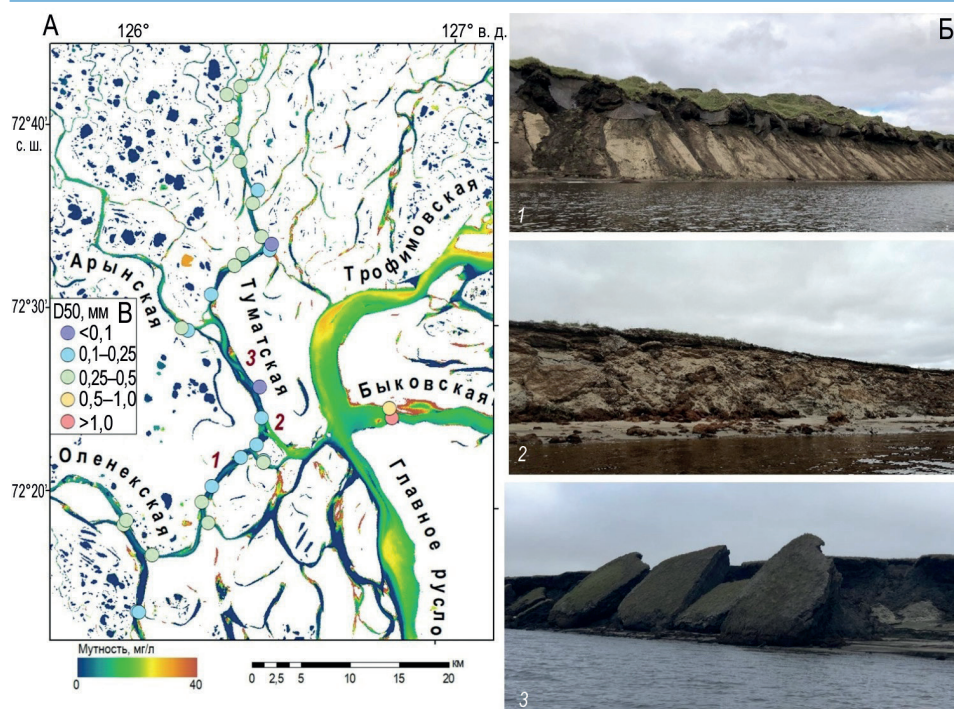


Рис. 4. Пространственное распределение мутности (Landsat 8, от 16.08.2022) (А) с примерами термоабразионных берегов (Б) и данными по средневзвешенной крупности донных наносов (В, легенда). Цифры на снимках (Б) соответствуют цифрам на карте (А)

Fig. 4. SSC spatial distribution (Landsat 8, 16.08.2022) (A) with the examples of thermal abrasion shore types (B) and average bottom sediment particle size (B). The numbers in the photo (B) correspond to the numbers on the map (A)

только не уменьшаться, но способна нарастать, прежде всего за счет поступления в поток продуктов размыва аллювиальных берегов и особенно едомных островов, а также на участках перекатов или на выходе с них. Это соответствует выводам из [10]. В конце Быковской протоки скорости течения могут уменьшаться вдвое-втрое [2], особенно на спаде половодья, что приводит к ситуации $S_{\phi} > S_{tr}$, например на перекате Дашка. По длине проток Оленёкская и Туматская, не говоря уже о более мелких рукавах, сменяются участки как уменьшения, так и увеличения S_{tr} (как по гидрологическим, так и по морфологическим причинам), что не способствует свободному транзиту наносов. Правобережные берега Оленёкской протоки — это едома с обрывами южной экспозиции. Поэтому осаждение речных взвесей здесь может компенсироваться (в летний сезон) поступлением наносов с берегов (см. рис. 3).

Во время экспедиции был определен вклад одного из ручьев, стекающего с термоэрозионного правобережного склона о. Курунгнах в системе Оленёкской протоки. Измеренная мутность воды соответствует гиперконцентрированным потокам (111 г/л), что формирует вынос взвеси в протоку величиной 6,8 т в сутки. При расчетных расходах наносов в Оленёкской протоке ~50–70 кг/с (или 4300–6050 т/сут.), согласно расчетам из [6] для наблюдавшихся во время экспедиции Q , поступление наносов с одного такого ручья увеличивает расход взвешенных наносов примерно на 0,11–0,16 %.

Учитывая, что подобные временные водотоки широко распространены в дельте, их вклад в продольное изменение стока наносов может быть существенен. Следует отметить, что аналогичные водотоки фиксировались в дельте Лены и ранее [8].

Вторая гидрологическая задача связана с раскрытием характера распределения взвесей и мутности по глубине и ширине потока с целью дешифрирования эхограмм АДПТ, а также определения соотношения между приповерхностной (видимой со спутников, измеряемой с катера и т. п.) и средней мутностью потока — для целей более точного расчета расходов наносов в створах и расширения возможностей использования спутниковых снимков. Последний раз предметно эти соотношения изучались в 1950-х гг. [8]. В Булкурской протоке мутность в приповерхностном и придонном слое составила 3,55 и 5,2 мг/л, в Оленёкской — 11,7 и 13,5 мг/л, Туматской — 16,6 и 32,7 мг/л, Арынской — 14,3 и 17,8 мг/л, в Главном русле — 18,2 и 25,9 мг/л (см. рис. 4). Рассчитанные по эхограммам АДПТ мутности, визуализированные на поперечниках в виде изолиний (см. рис. 3), в большинстве случаев совпали с S_{ϕ} на срединной вертикали, что свидетельствует о надежности этого метода.

Также обнаружено, что с нарастанием ветро-волновой активности мутность сильно увеличивается. Так, 11 августа S_{ϕ} у о. Самойловский составляла 24,3 мг/л, 14 августа (штормовой день) — 32,1 мг/л, 15 августа — 14,2 мг/л. Это типичное событие не только при сильном ветре, но и при слабых ветрах — в широких рукавах и на отмелях, которое идентифицируется на спутниковых снимках зоной повышенной мутности и может привести к неверной трактовке данных спутниковой съемки.

Рассчитанные в ПК ASET расходы взвешенных наносов, если сравнивать их с расходами наносов, которые должны быть по имеющейся связи расходов наносов в рукавах с расходами воды на посту Кюсюр [6], за исключением Булкурской и Туматской протоки, оказались меньше в 2–2,5 раза. Кроме того, баланс наносов, по данным ПК ASET, редко соблюдается — даже в узлах разветвления. То есть этот метод расчета требует дальнейшего совершенствования.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Источником донных отложений в русловой сети речных дельт служат взвешенные и влекомые наносы главной реки, поступающие в дельту, а также продукты размыва и переотложения коренных и аллювиально-дельтовых отложений в пределах самой дельты, вынос (реками и ручьями) наносов с местного водосбора дельт. Крупность донных отложений и ее изменения по длине русла могут свидетельствовать о гидролого-морфометрических характеристиках потока, прежде всего во время «высокой воды», о его транспортирующей способности и характере эрозионно-аккумулятивных процессов, о роли боковых источников поступления наносов в русло.

Средневзвешенный диаметр 30 проб донных грунтов составил 0,46 мм, что отвечает средней и крупной фракции песка. Максимальная крупность донных отложений отмечена в Быковской протоке и у правого берега (5,58 мм) (см. рис. 4, фрагмент А). Здесь дно русла выстлано галечно-валунными отложениями местного генезиса. По мере удаления от коренного берега в Туматской, Оленёкской и Булкурской протоках донные отложения представлены исключительно песчаными фракциями. Значения средневзвешенной крупности меняются в интервале от 0,1–1 мм. Наиболее тонкие отложения обнаружены в малых поперечных протоках (до 0,088 мм). Во всех пробах, взятых в основных рукавах, доля алевритовых (0,05–0,1 мм) и илистых

(<0,05 мм) фракций не превышала 8 %, в среднем составляя 2,7 %. По длине Туматской и Оленёнской проток (на участках измерений) сменялись участки чередования дна, выложенного мелкими (0,1–0,25 мм) и среднезернистыми (0,25–0,5 мм) песками, что подтверждает тезис о чередовании участков русел с $S_{\phi} > S_{\text{тр}}$ и $S_{\phi} < S_{\text{тр}}$. Тогда как крупный размер наносов в истоке Быковской протоки говорит о свободном транзите взвесей во время межени.

Из похожих работ известна лишь одна [5]. Согласно ей, средний диаметр отложений в Оленёнской протоке уменьшается вниз по течению от 0,17–0,26 мм до 0,07–0,10 мм (на устьевом баре); сортированность наносов хорошая. В Быковской протоке перекаты сложены крупнозернистыми песками; галька и гравий встречаются вдоль правого берега и на перекатах; остальное слагают средние и мелкие пески, особенно на перекате Дашка. Можно говорить, что материалы экспедиций 1979–1981 и 2022 гг. совпадают.

Результаты обработки грунтов на едомных берегах показали их преимущественно минеральное происхождение. При этом сами грунты представляют собой песчано-илистую смесь с включениями остатков растительности. Они не очень влагонасыщенные: доли сухого вещества в них — от 83,6 до 92,2 %. Эрозия и термоэрозия таких грунтов приводят к поступлению в речной поток относительно мелких частиц, которые по своим размерам соответствуют взвешенным частицам. Еще одно доказательство этого — результаты изучения конуса выноса оврага, расположенного в разрушаемой части едомы правого берега Оленёнской протоки (72,33° с. ш.; 126,28° в. д.). Они показали, что доля частиц с размерами <0,1 мкм достигала 40 %.

ВЫВОДЫ

По итогам проводившейся с 10 по 16 августа 2022 г. в дельте реки Лены комплексной гидрологической экспедиции установлено, что распределение водного стока у о. Столб соответствует ранее рассчитанному авторами (в 2016 г.): в Быковскую, Трофимовскую, Туматскую и Оленёскую протоки поступает 24,9–25,5, 58–59,2, 6 и 6,6 % стока р. Лены на посту Кюсюр. В то же время доля Главного русла оказалась несколько ниже расчетной. Получены новые данные по рассредоточению стока в районе о. Самойловский, в узле впадения Булкурской протоки в Оленёскую и в южной части системы Туматской протоки, а также о распределении скоростей течения в поперечных створах.

В дальнейшем увязка расходов воды в рукавах дельты с расходами воды р. Лены и шириной рукавов ($Q_{\text{рук.}} = f(Q_{\text{Кюсюр}}, B_{\text{рук.}})$) в контексте гидролого-морфологических зависимостей и гидрографических порядков может создать хороший и простой инструмент для расчета расходов воды в не охваченных измерениями рукавах дельты Лены.

Измерения расходов и мутности воды пришлось на меженно-паводочный сезон, поэтому измеренная в поверхностном слое мутность воды была сравнительно небольшой — 12–24 мг/л, с минимумом в Булкурской протоке (3,6 мг/л) и максимумом в активной протоке к югу от о. Сасыл-Ары (32,1 мг/л). По глубине мутность возрастала в 1,2–2 раз. То есть одних спутниковых снимков явно недостаточно для оценки переноса речных взвесей в дельте Лены, особенно руслообразующих. По длине Оленёнской и Туматской проток мутность снижалась (в 1,5 и 1,1 раз), что закономерно из-за превышения фактической мутности над транспортирующей мутностью. Вдоль Быковской протоки мутность, наоборот, нарастала, правда на спутниковом снимке этого не обнаружено.

Мощным дополнительным источником наносов служат размываемые и термоэродируемые берега, особенно по длине Быковской и Оленёкской протоки, в солнечную и теплую погоду. Разрушение таких берегов приводит к поступлению в поток частиц, по своим размерам соответствующих взвешенным частицам. Средняя крупность взвесей составила (в гидрологических условиях проведения экспедиции) 0,011–0,019 мм. В узлах разветвления мутность в главном и отходящих рукавах в целом одинаковая. Построены зависимости между весовой и оптической мутностью, а также с величинами обратного рассеяния.

Средневзвешенный диаметр 30 проб донных грунтов составил 0,46 мм, что соответствует средней и крупной фракции песка. Максимальная крупность донных отложений отмечена в Быковской протоке; наиболее тонкие отложения обнаружены в малых поперечных протоках. По длине Туматской и Оленёкской протоки сменяются участки чередования дна, выложенного мелкими и среднезернистыми песками.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Финансирование. Работы выполнены в рамках гранта РФФИ № 21-17-00181.

Competing interests. The authors declare no conflict of interest.

Funding. The work was carried out within the framework of the RSF grant No. 21-17-00181.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
2. Гуков А.Ю. Гидробиология устьевой области реки Лены. М.: Научный мир, 2001. 288 с.
3. Григорьев М.Н. Криоморфогенез и литодинамика прибрежно-шельфовой зоны морей Восточной Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Якутск, 2008. 38 с.
4. Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В. Основы гидрологии устьев рек: Учебное пособие. М.: Триумф, 2018. 316 с.
5. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
6. Magritsky D.V., Alexeevsky N.I., Aybulatov D.N., Fofonova V.V., Gorelkin A. Features and evaluations of spatial and temporal changes of water runoff, sediment yield and heat flux in the Lena River delta // Polarforschung. 2018. № 87 (2). P. 89–110.
7. Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Бабич Д.Б., Богомолов А.Л., Заец Г.М. Гидролого-морфологические процессы в дельте р. Лены // Земельные и водные ресурсы. Противозероизионная защита и регулирование русел. М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 120–144.
8. Тасаков П.Д. Сток взвешенных наносов в устье р. Лены // Труды ГГИ. 1965. Вып. 124. С. 125–138.
9. Федорова И.В., Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Третьяков М.В., Четверова А.А. и др. Современное гидрологическое состояние дельты р. Лены // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 278–291.
10. Чалов С.Р., Прокотьева К.Н. Оценка баланса взвешенных наносов в дельте р. Лены по данным дистанционного зондирования Земли // Исследование Земли из космоса. 2021. № 3. С. 19–29.
11. Ivanov V.V., Piskun A.A. Distribution of river water and suspended sediments in the river deltas of the Laptev Sea // Berichte zur Polarforschung. 1995. № 176. P. 142–153.
12. Fedorova I., Chetverova A., Bolshiyaynov D., Makarov A., Boike J., Heim B., Morgenstern A., Overduin P.P., Wegner C., Kashina V., Eulenburg A., Dobrotina E., Sidorina I. Lena Delta hydrology

and geochemistry: long-term hydrological data and recent field observations // *Biogeosciences*. 2015. № 12. P. 345–363.

13. *Magritsky D.V., Mikhailov V.N., Aybulatov D.N., Fofonova V.V., Bolshiyarov D.Yu.* Geographical profile of the Lena Delta area and a history of hydrologic investigation of the Lena River lower reach and delta // *Polarforschung*. 2018. № 87 (2). P. 81–88.

14. Руководящий документ РД 52.08.767-2012. Расход воды на водотоках. Методика измерений акустическими доплеровскими профилографами «Stream Pro» и «Rio Grande». М., 2012. 80 с.

15. *Морейдо В.М., Чалов С.Р., Иванов В.А., Крастынь Е.А.* Применение доплеровских измерителей течений для оценки стока наносов // *Маккавеевские чтения* — 2020. М., 2021. С. 35–45.

16. *Dominguez Ruben L.G., Szupiany R.N., Latosinski F.G., Lopez W.C., Wood M., Boldt J.* Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers // *Computers and Geosciences*. 2018. V. 140. P. 10449.

17. Погода и климат. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/> (дата обращения: 26.02.2023).

18. *Магрицкий Д.В.* Естественные и антропогенные изменения гидрологического режима низовьев и устьев крупнейших рек Восточной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2001. 25 с.

19. *Иванов В.В., Пискун А.А., Корабель Р.А.* Распределение стока по основным рукавам дельты Лены // *Труды ААНИИ*. 1983. Т. 378. С. 59–71.

20. *Федорова И.В., Четверова А.А., Алексеева Н.К., Скороспехова Т.В., Романов С.Г., Больши- янов Д.Ю., Шадрин А.А., Макушин М.А.* Гидрологические и гидрохимические исследования в дельте р. Лены весной 2015 и 2016 гг. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2017. № 3 (113). С. 107–114.

21. *Алексеевский Н.И., Айбулатов Д.Н., Кукулина Л.В., Четверова А.А.* Структура водотоков в дельте Лены и ее влияние на процессы трансформации речного стока // *География и природные ресурсы*. 2014. № 1. С. 91–99.

22. *Антипова Е.А., Крылова А.И., Перевозкин Д.В.* Численное моделирование неустановившегося движения речного потока дельты р. Лены // *Интерэкспо Гео-Сибирь*. 2017. Т. 4. № 1. С. 131–135.

23. Информационная система по водным ресурсам и водному хозяйству бассейнов рек России. URL: <http://gis.vodinfo.ru/> (дата обращения: 16.01.2023).

24. *Третьяков М.В., Муждаба О.В., Пискун А.А., Терехова Р.А.* Состояние гидрологической сети наблюдений Росгидромета в устьевых областях рек АЗРФ // *Водные ресурсы*. 2022. Т. 49. № 5. С. 583–595.

25. Обсерватория «Великие арктические реки» (ArcticGRO). URL: <https://arcticgreatrivers.org/data> (дата обращения: 16.01.2023).

26. *Алексеевский Н.И.* Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во МГУ, 1998. 203 с.

27. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.

28. *Alabyan A.M., Chalov R.S., Korotaev V.N., Sidorchuk A.Yu., Zaitsev A.A.* Natural and technogenic water and sediment supply to the Laptev sea // *Berichte zur Polarforschung*. 1995. № 176. P. 265–271.

29. *Коротаев В.Н.* Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во МГУ, 1991. 224 с.

30. *Водные пути бассейна Лены*. М.: МИКИС, 1995. 600 с.

31. *Rachold V., Grigoriev M., Are F., Solomon S., Reimnitz E., Kassens H., Antonow M.* Coastal erosion vs riverine sediment discharge in the Arctic Shelf seas // *Int. J. Earth Sci.* 2000. V. 89. P. 450–460.

32. *Кравцова В.И., Инюшин А.Н.* Исследование современной динамики дельты Лены по космическим снимкам // *Водные ресурсы*. 2019. Т. 46. № 6. С. 567–574.

33. Rachold V., Hermel J., Korotaev V. Expedition to the Lena River July/August 1994 // *Berichte zur Polarforschung*. 1995. № 182. P. 185–191.
34. Rachold V., Hoops E., Alabyan A., Korotaev V., Zaitsev A. Expedition to the Lena and Yana Rivers June–September 1995 // *Berichte zur Polarforschung*. 1997. № 248. P. 197–204.
35. Чаркин А.Н., Федорова И.В., Семилетов И.П., Четверова А.А., Густафссон О. Масштабы пространственной изменчивости распределения взвеси в системе «Река Лена — Море Лаптевых» // *Геология, география и экология океана*. Ростов-на-Дону: ЮНЦ, 2009. С. 351–354.
36. Ogneva O., Mollenhauer G., Juhls B., Sanders T., Palmtag J., Fuchs M., Grotheer H., Mann P.J., Strauss J. Particulate organic matter in the Lena River and its Delta: From the permafrost catchment to the Arctic Ocean // *Biogeosciences*. 2023. V. 20. Issue 7. P. 1423–1441.
37. Россинский К.И., Кузьмин И.А. Балансовый метод расчета деформаций дна потока // *Труды Гидропроекта*. 1964. № 12. С. 265–271.

REFERENCES

1. Bol'shiyanov D.Iu., Makarov A.S., Shnaider V., Shtof G. *Proiskhozhdenie i razvitie del'ty reki Leny*. Origin and development of the Lena river delta. St. Petersburg: AANII, 2013: 268 p. [In Russian].
2. Gukov A.Iu. *Gidrobiologiya ust'evoy oblasti reki Leny*. Lena River delta hydrobiology. Moscow: Nauchnyi mir, 2001: 288 p. [In Russian].
3. Grigor'ev M.N. *Kriomorfogenez i litodinamika pribrezhno-shel'fovoj zony morej Vostochnoj Sibiri*. Eastern Siberian seas coastal shelf zone cryomorphogenesis and lithodynamics. PhD thesis. Yakutsk, 2008: 38 p. [In Russian].
4. Mikhailov V.N., Mikhailova M.V., Magritskii D.V. *Osnovy gidrologii ust'ev rek*. Basics of river mouth hydrology. Moscow: Triumph, 2018: 316 p. [In Russian].
5. *Estuarno-del'tovye sistemy Rossii i Kitaya: gidrologo-morfologicheskie processy, geomorfologiya i prognoz razvitiya*. Estuary-deltaic systems of Russia and China: hydrological and morphological processes, geomorphology and development forecast. Moscow: GEOS, 2007: 445 p. [In Russian].
6. Magritsky D.V., Alexeevsky N.I., Aybulatov D.N., Fofonova V.V., Gorelkin A. Features and evaluations of spatial and temporal changes of water runoff, sediment yield and heat flux in the Lena River delta. *Polarforschung*. 2018, 87 (2): 89–110.
7. Korotaev V.N., Mikhailov V.N., Babich D.B., Bogomolov A.L., Zaets G.M. Hydrological and morphological processes in the Lena river delta. *Zemel'nye i vodnye resursy. Protivoerozionnaya zashchita i regulirovanie rusel*. Land and water resources. Moscow: Izdatelstvo MGU, 1990: 120–144. [In Russian].
8. Tasakov P.D. Suspended sediment flux in the Lena river delta. *Trudy GGI*. Proceedings of the Hydrological Institute. 1965, 124: 125–138. [In Russian].
9. Fedorova I.V., Bol'shiyanov D.Iu., Makarov A.S., Tretyakov M.V., Chetverova A.A. Modern hydrological condition of Lena river delta. *Sistema moria Laptevskikh i prilagaiushchikh morei Arktiki*. Laptevych sea system. Moscow: Izdatelstvo MGU, 2009: 278–291. [In Russian].
10. Chalov S.R., Prokop'eva K.N. Suspended sediment budget estimation in the Lena river delta based on remote sensing data. *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. Earth study from space. 2021, 3: 19–29. [In Russian].
11. Ivanov V.V., Piskun A.A. Distribution of river water and suspended sediments in the river deltas of the Laptev Sea. *Berichte zur Polarforschung*. 1995, 176: 142–153.
12. Fedorova I., Chetverova A., Bolshiyarov D., Makarov A., Boike J., Heim B., Morgenstern A., Overduin P.P., Wegner C., Kashina V., Eulenburg A., Dobrotina E., Sidorina I. Lena Delta hydrology and geochemistry: long-term hydrological data and recent field observations. *Biogeosciences*. 2015, 12: 345–363.

13. Magritsky D.V., Mikhailov V.N., Aybulatov D.N., Fofonova V.V., Bolshiyarov D.Yu. Geographical profile of the Lena delta area and a history of hydrologic investigation of the Lena river lower reach and delta. *Polarforschung*. 2018, 87 (2): 81–88.
14. Rukovodiashchii dokument RD 52.08.767-2012. *Raskhod vody na vodotokakh. Metodika izmerenii akusticheskimi doplerovskimi profilografami «Stream Pro» i «Rio Grande»*. Guidance document 52.08.767-2012. Water discharge on the water streams. Methods based on ADCP «Stream Pro» and «Rio Grande». Moscow, 2012: 80 p. [In Russian].
15. Moreido V.M., Chalov S.R., Ivanov V.A., Krastyn' E.A. ADCP application for sediment flux estimation. *Makkaveevskie chteniia*. Maccabean readings — 2020. Moscow, 2021: 35–45. [In Russian].
16. Dominguez Ruben L.G., Szupiany R.N., Latosinski F.G., Lopez W.C., Wood M., Boldt J. Acoustic Sediment Estimation Toolbox (ASET): A software package for calibrating and processing TRDI ADCP data to compute suspended-sediment transport in sandy rivers. *Computers and Geosciences*. 2018, 140: 10449.
17. *Pogoda i klimat*. Weather and climate. Available at: <http://www.pogodaiklimat.ru/> (accessed 26.02.2023).
18. Magritskii D.V. *Estestvennye i antropogennye izmeneniya gidrologicheskogo rezhima nizov'ev i ust'ev krupnejshih rek Vostochnoj Sibiri*. Natural and anthropogenic changes in the hydrological regime of the lower reaches and mouths of the largest rivers of Eastern Siberia. PhD thesis. Moscow, 2001: 25 p. [In Russian].
19. Ivanov V.V., Piskun A.A., Korabel' R.A. Runoff distribution along the main branches of the Lena Delta. *Trudy AANII*. AARI Proceedings. 1983, 378: 59–71. [In Russian].
20. Fedorova I.V., Chetverova A.A., Alekseeva N.K., Skorospelkova T.V., Romanov S.G., Bol'shiyanov D.Iu., Shadrina A.A., Makushin M.A. Hydrological and hydrochemical studies in the delta of the Lena River in the spring of 2015 and 2016. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2017, 3 (113): 107–114. [In Russian].
21. Alekseevskii N.I., Aibulatov D.N., Kuksina L.V., Chetverova A.A. The structure of the watercourses in the Lena Delta and its influence on the processes of river flow transformation. *Geografiia i prirodnye resursy*. Geography and natural resources. 2014, 1: 91–99. [In Russian].
22. Antipova E.A., Krylova A.I., Perevozkin D.V. Numerical modeling of the unsteady movement of the river flow of the Lena river delta. *Interekspo Geo-Sibir'*. 2017, 4 (1): 131–135. [In Russian].
23. *Informatsionnaia sistema po vodnym resursam i vodnomu khoziaistvu basseinov rek Rossii*. Information system on water resources and water management of Russian river basins. Available at: <http://gis.vodinfo.ru/> (accessed 16.01.2023).
24. Tret'iakov M.V., Muzhdaba O.V., Piskun A.A., Terekhova R.A. State of the hydrological observation network of Roshydromet in the mouth areas of the Russian Arctic Rivers. *Vodnye resursy*. Water resources. 2022, 49 (5): 583–595. [In Russian].
25. Arctic Great Rivers Observatory. Available at: <https://arcticgreatrivers.org/data> (accessed 16.01.2023).
26. Alekseevskii N.I. *Formirovanie i dvizhenie rechnyh nanosov*. Formation and movement of river sediments. Moscow: *Izdatelstvo MGU*, 1998: 203 p. [In Russian].
27. Lisitsin A.P. Marginal filters of the oceans. *Okeanologiya*. Oceanology. 1994, 34 (5): 735–747. [In Russian].
28. Alabyan A.M., Chalov R.S., Korotaev V.N., Sidorchuk A.Yu., Zaitsev A.A. Natural and technogenic water and sediment supply to the Laptev sea. *Berichte zur Polarforschung*. 1995, 176: 265–271.
29. Korotaev V.N. *Geomorfologiya rechnyh del't*. Geomorphology of river deltas. Moscow: *Izdatelstvo MGU*, 1991: 224 p. [In Russian].

30. *Vodnye puti basseina Leny*. Waterways of Lena river basin. Moscow: MIKIS, 1995: 600 p. [In Russian].
31. *Rachold V., Grigoriev M., Are F., Solomon S., Reimnitz E., Kassens H., Antonow M.* Coastal erosion vs riverine sediment discharge in the Arctic Shelf seas. *Int. J. Earth Sci.* 2000, 89: 450–460.
32. *Kravtsova V.I., Iniushin A.N.* Study of the modern dynamics of the Lena delta based on satellite images. *Vodnye resursy*. Water resources. 2019, 46 (6): 567–574. [In Russian].
33. *Rachold V., Hermel J., Korotaev V.* Expedition to the Lena River July/August 1994. *Berichte zur Polarforschung*. 1995, 182: 185–191.
34. *Rachold V., Hoops E., Alabyan A., Korotaev V., Zaitsev A.* Expedition to the Lena and Yana Rivers June-September 1995. *Berichte zur Polarforschung*. 1997, 248: 197–204.
35. *Charkin A.N., Fedorova I.V., Semiletov I.P., Chetverova A.A., Gustaffson O.* Scales of spatial variability of suspended matter distribution in the “Lena River — Laptev Sea” system. *Geologiya, geografiya i ekologiya okeana*. Geology, geography and ecology of the ocean. Rostov-on-Don: YUNTS, 2009: 351–354. [In Russian].
36. *Ogneva O., Mollenhauer G., Juhls B., Sanders T., Palmtag J., Fuchs M., Grotheer H., Mann P. J., Strauss J.* Particulate organic matter in the Lena River and its Delta: From the permafrost catchment to the Arctic Ocean. *Biogeosciences*. 2023, 20 (7): 1423–1441.
37. *Rossinskii K.I., Kuz'min I.A.* Bottom deformations calculations: the budget method. *Trudy Gidroproekta*. Proceedings of Hydroproject. 1964, 12: 265–271. [In Russian].

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ GLACIOLOGY AND CRYOLOGY OF THE EARTH

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-191-205>
УДК 551.467



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Особенности совместного использования спутниковых данных видимого диапазона и радиолокационных данных для мониторинга арктических айсбергов на примере района Земли Франца-Иосифа

И.А. Бычкова*, Е.В. Платонова, В.Г. Смирнов

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

*bychkova@aari.ru

Резюме

Обсуждается эффективность использования некоммерческих спутниковых данных, видимого спектрального диапазона и радиолокационных, для мониторинга айсбергов в районе архипелага Земля Франца-Иосифа. Путем сравнения с данными видимого диапазона сверхвысокого разрешения оценена погрешность измерения размеров айсбергов по данным видимого диапазона ИСЗ Landsat-8 и спутникового радиолокатора Sentinel-1. Установлена зависимость способности спутникового радиолокатора обнаруживать айсберги в прибрежной зоне от угла наклона луча. Сделан вывод, что радиолокационные данные с размером пикселя 40 м позволяют получить представление о закономерностях пространственного распределения айсбергов по акватории, но построить достоверную функцию распределения айсбергов по размерам не удастся.

Ключевые слова: айсберги, Арктика, видимый диапазон, Земля Франца-Иосифа, ледники, спутниковый мониторинг, спутниковый радиолокатор.

Для цитирования: Бычкова И.А., Платонова Е.В., Смирнов В.Г. Особенности совместного использования спутниковых данных видимого диапазона и радиолокационных данных для мониторинга арктических айсбергов на примере района Земли Франца-Иосифа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 191–205. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-191-205>.

Поступила 04.05.2023

После переработки 15.06.2023

Принята 16.06.2023

Features of the joint use of visible-range satellite and satellite radar data for monitoring arctic icebergs based on data from Franz Josef Land area

Irina A. Bychkova*, Eugenia V. Platonova, Vladimir G. Smirnov

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

*bychkova@aari.ru

Summary

Given the availability of data, in order to monitor icebergs in the vast Arctic region, it is necessary to ensure an optimal ratio of the satellite radar data cost (with a wide swath and high spatial resolution) and the reliability of the results obtained. The aim of the study was to evaluate the effectiveness of using only non-commercial satellite information for monitoring icebergs. To achieve this goal, an iceberg detection technique was applied based on statistical criteria of searching for gradient zones in analyzing two-dimensional fields of satellite images. As a source of information, we used high spatial resolution satellite data obtained from non — commercial satellites Sentinel-1 (radar data) and Landsat-8 (visible spectral range data) with a pixel size of 40×20 and 15 m, respectively.

Through comparison with the data of the visible spectral range of ultra-high resolution, the error was estimated of measuring the size of icebergs using the visible range equipment of the Landsat-8 satellite and the radar of the Sentinel-1 satellite. Based on the analysis of satellite data of the visible spectral range and radar data, the spatial dimensions of icebergs formed by the outlet glaciers of Franz Josef Land in 2020–2022 were estimated. The materials were collected for the period August–September, corresponding to the conditions of minimum ice extent in the Franz Josef Land area and sufficient natural illumination for using the data of the visible spectral range in the Arctic. In total, about 100 satellite images were analyzed. The sources of error in the satellite measurements are discussed, as well as the reasons for the impossibility in some cases to identify Franz Josef Land icebergs on radar images. It is shown that the largest contribution to the iceberg runoff of Franz Josef Land is made by outflow glaciers located on Georg Land, Wilczek Land, Gall, Salisbury and Champa islands. According to the results of the study, it is concluded that radar data with a pixel size of 40 m allow one to obtain essentially reliable information on the spatial distribution of icebergs in the water area. However, it is not possible to obtain a reliable function of the distribution of icebergs by size since most of the icebergs in the Franz Josef Land water area have small and medium sizes and are rarely identified in images of such spatial resolution.

Keywords: Arctic, Franz Josef land, glaciers, icebergs, satellite monitoring, satellite radar, visible spectral range.

For citation: Bychkova I.A., Platonova E.V., Smirnov V.G. Features of the joint use of visible-range satellite and satellite radar data for monitoring arctic icebergs based on data from Franz Josef Land area. *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 191–205. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-191-205>.

Received 04.05.2023

Revised 15.06.2023

Accepted 16.06.2023

ВВЕДЕНИЕ

В современных геополитических реалиях кратно возросло значение Северного морского пути (СМП) как важнейшего для России логистического коридора, что обусловлено введением недружественными странами санкционных мер против РФ, коснувшихся, в частности, запретов для российских судов на вход в порты Европы. При прохождении судами трассы СМП используется отечественная портовая инфраструктура, что позволяет успешно перенаправить грузопотоки в условиях санкционного давления. Вместе с тем рост грузопотока в Арктике повышает риск воздействия на безопасность судоходства опасных ледяных образований, и прежде всего айсбергов. В настоящее время средняя вероятность столкновения с айсбергом на трассах СМП составляет, по оценке специалистов Крыловского ГНЦ, 1,4 % [1]. Кроме того, в данный период в Арктике наблюдаются климатические изменения, меняется атмосферная циркуляция, сокращается площадь ледяного покрова [2]. Эти факторы вызывают ускорение процесса отступления ледников с разрушением их фронтальных частей и образованием большого количества айсбергов.

Дрейф айсбергов вблизи судоходных трасс несет в себе угрозу возникновения аварийных ситуаций из-за возможного повреждения корпуса судов при столкновении с айсбергом. Для снижения таких рисков и повышения безопасности перевозок необходимо предоставить судоводителям актуальные данные по районированию акватории арктических морей по степени айсберговой опасности, а также предоставить оперативную спутниковую информацию о положении айсбергов в районе следования, их пространственных размерах, направлении и скорости дрейфа. Достоверная оперативная информация об айсбергах востребована также при ведении работ по разведке и освоению месторождений углеводородного сырья на шельфе арктических морей. Мониторинг айсбергов с определением геометрических параметров необходим для предотвращения их столкновения с морским нефтегазопромысловым сооружением [3, 4].

Сезонный максимум айсбергообразования в Арктике наблюдается в летне-осенний период, именно в этот период интенсивность судоходства в Арктике также максимальна и, соответственно, информация о положении айсбергов в районе СМП наиболее востребована. Из имеющихся видов спутниковых данных самыми информативными являются снимки видимого диапазона высокого разрешения, они позволяют более уверенно идентифицировать айсберги благодаря возможности лучше регистрировать форму айсберга, визуализировать рисунок его поверхности, определять тень от айсберга. В то же время для летнего сезона в Арктике характерно наличие большого процента облачности над акваторией, что затрудняет использование спутниковых снимков видимого диапазона. При обработке данных о геометрических размерах айсбергов, обнаруженных на снимках радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА), возникает систематическая ошибка, обычно происходит завышение реальных размеров объекта. Ошибка обусловлена особенностью РСА-съемки, при которой для улучшения пространственного разрешения происходит сложение нескольких последовательных мгновенных изображений объекта. При радиолокационной (РЛ) съемке поверхности на приемную аппаратуру попадает как сигнал от самого объекта, так и переотраженный сигнал от фона, который существенно зависит от наличия и силы волнения на водной поверхности.

Для получения достоверной информации об арктических айсбергах необходимо оптимально сочетать преимущества съемки в видимом диапазоне с радиолокационной съемкой. Данные снимков видимого диапазона высокого пространственного разрешения, полученные в условиях ясной погоды, могут рассматриваться как эталонные для коррекции РСА-данных.

Целью данной работы является оценка возможности получения достоверных данных об арктических айсбергах на основании использования преимущественно свободно распространяемой некоммерческой спутниковой информации, как радиолокационной, так и с аппаратуры видимого диапазона.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Для обнаружения айсбергов использована методика анализа двумерных полей яркости спутниковых изображений, основанная на статистических критериях поиска градиентных зон, реализованная в виде авторской программы Iceberg2 [4, 5]. В качестве входной информации могут быть использованы как каналы оптического спектрального диапазона (видимый и ИК), так и радиолокационные данные.

Калибровка данных в значения спектральной энергетической яркости в видимом диапазоне либо в значения удельной эффективной площади рассеяния (для радиолокаторов) не требуется.

Для оценки пространственно-временной изменчивости айсбергов в районе архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) были использованы радиолокационные данные ИСЗ Sentinel-1(A,B), режим Extra-Wide Swath Mode (пиксель 40×20 м, полоса обзора 400 км) за 2020 и 2021 гг. и снимки видимого диапазона аппаратуры OLI (панхроматическая съемка, разрешение 15 м, кадр 185×185 км), полученные со спутника Landsat-8 в 2020–2022 гг. Снимки подбирались за период полярного лета (август–сентябрь), т. к. именно в это время в районе ЗФИ отмечается минимальная ледовитость [6] и наблюдается достаточная естественная освещенность. Кроме того, в августе на ЗФИ фиксируется максимальный айсберговый сток [7]. Минимальная ледовитость соответствует меньшему присутствию дрейфующих льдов в регионе, что позволяет лучше интерпретировать айсберги на снимках и избежать случаев ложной идентификации дрейфующих льдин как айсбергов.

За 2020 г. было проанализировано 11 изображений Sentinel-1 и 18 изображений Landsat-8, за 2021 г. — 12 снимков Sentinel-1 и 28 снимков Landsat-8, за 2022 г. — 13 снимков Landsat-8. Размер кадра Landsat-8 составляет 185×185 км. Снимки Landsat-8 были скачаны из архива, размещенного на сайте американской геологической службы USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov>), а Sentinel-1 — с сайта программы Copernicus Европейского космического агентства (<https://scihub.copernicus.eu>).

На рис. 1а, б приведено расположение РЛ-снимков Sentinel-1 и снимков видимого диапазона Landsat-8, использованных для анализа в 2021 г. Абсолютно безоблачных снимков видимого диапазона за весь сезон не было, на рис. 1б отдельно показаны районы, по которым безоблачная ситуация наблюдалась хотя бы один раз.

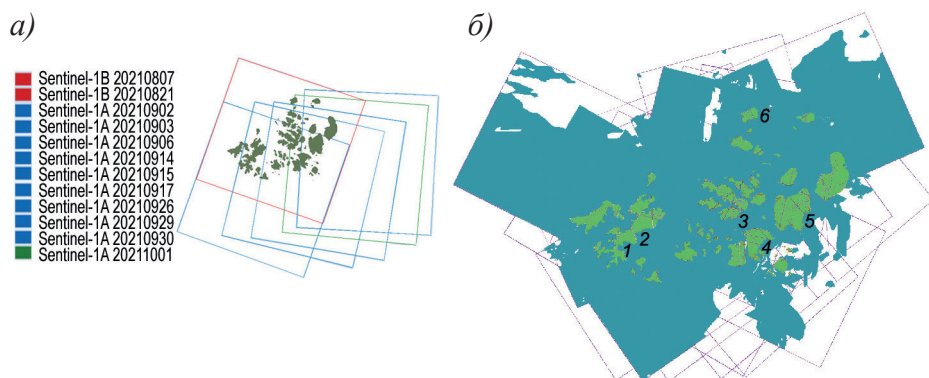


Рис. 1. Схема покрытия архипелага Земля Франца-Иосифа спутниковыми снимками Sentinel-1 (а) и Landsat-8 (б), использованными для обнаружения айсбергов в 2021 г.

1 — залив Эссена; 2 — залив Клемент Маркома; 3 — о. Чамп; 4 — о. Галля; 5 — ледник Знаменитый; 6 — о. Рудольфа. Зеленым цветом обозначены районы, в которых хотя бы раз в сезон наблюдались безоблачные условия

Fig. 1. Coverage of the Franz Josef Land archipelago by satellite images Sentinel-1 (a) and Landsat-8 (b) used for icebergs detection in 2021.

1 — Essen Bay; 2 — Clement Markom Bay; 3 — Champ Island; 4 — Gallya Island; 5 — Glacier Znamenity; 6 — Rudolf Island. Green indicates areas where cloudless conditions were observed at least once a season

В таблице показано, сколько раз за сезон была возможность наблюдать районы расположения основных айсбергогенерирующих ледников. По каждому из указанных в таблице районов за сезон было от 5 до 10 информативных снимков.

Возможности аппаратуры OLI Landsat-8 по обнаружению арктических айсбергов были оценены с помощью сравнения с данными спутника сверхвысокого разрешения WorldView-3 (в мультиспектральном диапазоне разрешение 1,24 м, полоса съемки 13,1 × 360 км). Для сравнения был взят снимок WorldView-3 за 13 августа

Таблица

**Спутниковые кадры Landsat-8, использованные для обнаружения айсбергов
в районе Земли Франца-Иосифа в 2021 г.**

Table

Landsat-8 satellite images used to detect icebergs in the Franz Josef Land area in 2021

Дата	Кадр	Земля Георга		О. Чамп, Юг	О. Галля, Восток	Земля Вильчека, ледник Знаменитый	О. Рудольфа
		Залив Эссен	Залив Кл. Маркома				
2.08.21	223-243	+	+				
2.08.21	223-244						
3.08.21	198-002	+	+				
4.08.21	189-248			+			+
9.08.21	224-243	+	+				
10.08.21	199-001			+	+	+	
10.08.21	215-244			+			+
11.08.21	190-247						+
11.08.21	222-242				+	+	+
12.08.21	197-001					+	
12.08.21	213-244						+
18.08.21	223-242				+	+	
20.08.21	189-248						+
23.08.21	194-002			+		+	
23.08.21	226-242						
23.08.21	226-243	+	+				
28.08.21	232-242	+	+				
3.09.21	191-248						
4.09.21	198-002	+	+				
4.09.21	214-244			+			
5.09.21	205-001	+	+				
5.09.21	221-243	+	+	+	+		
11.09.21	199-002		+				
12.09.21	190-247						+
13.09.21	197-002		+				
15.09.21	195-001					+	
15.09.21	195-002			+	+		
15.09.21	195-247						

Примечание. Знак «+» означает съемку объектов при благоприятных по облачности условиях (ясно или полупрозрачная облачность).

Note. The “+” sign means shooting objects under favorable cloud conditions (clear or translucent clouds).

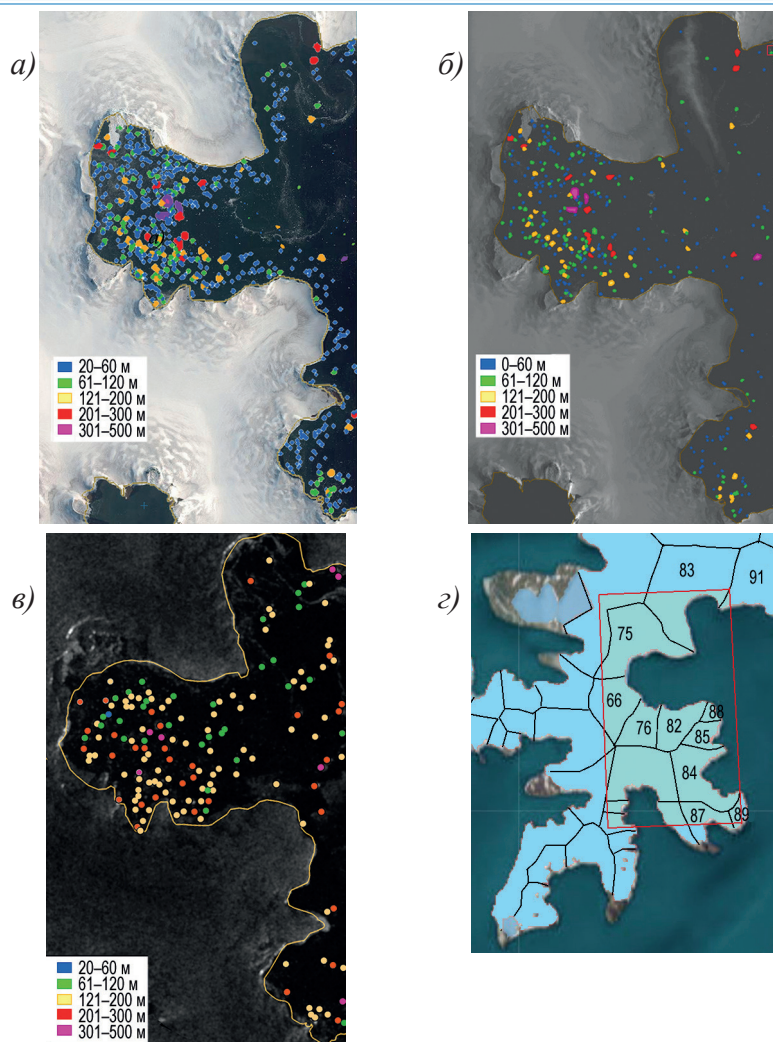


Рис. 2. Положение и размеры айсбергов, обнаруженных в районе залива Эссен Земли Георга 13 августа 2020 г., на снимках видимого диапазона WorldView-3 (а), Landsat-8 (б) и РСА-снимке Sentinel-1(в). На фрагменте (г) приведено положение спутниковых снимков, выводные ледники отмечены номерами в соответствии с новым каталогом ледников [10]

Fig. 2. Position and dimensions of the icebergs detected in the area of the Essen Bay of Georg Land on August 13, 2020, on the WorldView-3 (a), Landsat-8 (b) visible range images and the Sentinel-1 (c) SAR image. In (d) the position of satellite images is shown, outlet glaciers are marked with numbers in accordance with the New Inventory of glaciers [10]

2020 г. (с сайта www.glacru.ru) и фрагмент кадра Landsat-8 за этот же день, охватывающие район залива Эссен Земли Георга (рис. 2а, б). В этот период в заливе наблюдалось интенсивное разрушение плавучего языка выводного ледника № 75, в результате в акватории отмечались многочисленные отколовшиеся от него айсберги, их куски и обломки. Часть наблюдавшихся айсбергов была образована от других выводных ледников, выходящих в залив, — № 66, 76, 82 (рис. 2г).

Для повышения достоверности измерения геометрических размеров айсбергов по радиолокационным изображениям была исследована возможность коррекции значений параметров объектов на РЛ-снимках с помощью эталонной информации видимого диапазона. С этой целью при анализе изображений видимого диапазона отдельно была поставлена задача выделения крупных айсбергов, которые либо стоят на грунте в течение длительного времени, либо дрейфуют, причем дрейф прослеживается на последовательных снимках. Пространственные размеры этих айсбергов были приняты за эталон при анализе квазисинхронных снимков РСА. Также рассматривалась возможность использования в качестве эталона для РЛ-данных таких геометрических констант, как размеры малых островов в зоне снимка. Острова-кандидаты на получение статуса геометрической константы выбирались, исходя из условий отсутствия осыхающих при отливе берегов и низменного характера поверхности (без высоких скал). В итоге для каждого РСА-снимка путем сравнения с эталонными объектами определялась погрешность, учитываемая при использовании данных радиолокационных съемок.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При сравнении идентификационных возможностей WorldView-3, Landsat-8 и Sentinel-1 по обнаружению айсбергов на примере снимков за 13 августа 2020 г. по району залива Эссен было проведено сравнение количества обнаруженных разными спутниками айсбергов и оценено расхождение в измеренных размерах айсбергов. Данные сверхвысокого разрешения WorldView-3 были приняты за эталон. При обработке снимков была поставлена задача идентифицировать айсберги размером свыше 20 м.

По номенклатуре ВМО айсберги подразделяют на обширные (длиной более 200 м), крупные (длиной 121–200 м), средние (61–120 м), мелкие (15–60 м) [8]. Такая классификация успешно применяется Международным ледовым патрулем при картировании обнаруженных дистанционными методами айсбергов [9].

На снимке WorldView-3 было обнаружено 680 айсбергов размером свыше 20 м, на снимке Landsat-8 — 56 % от этого числа (382 айсберга), на снимке Sentinel-1 — 24 % (163 айсберга, см рис. 2а, б, в). Не были обнаружены на снимке Landsat-8 часть мелких айсбергов (до 30 м) и айсберги, находившиеся в тени ледникового обрыва (рис. 3б). На снимке PCA Sentinel-1 не были обнаружены айсберги, находившиеся вблизи западного берега залива в зоне радиолокационной тени (см. рис. 2в) и практически все мелкие айсберги. Угол сканирования РСА составлял при съемке этого района 41°.

79 % айсбергов на снимке сверхвысокого разрешения WorldView-3 были мелкими, 5 % (34 шт.) — крупными, 2,5 % (17 шт.) — обширными. По данным Landsat-8 из обнаруженных айсбергов 57 % были мелкими, 10 % (38 шт.) — крупными, 4,7 % (18 шт.) — обширными. По данным Sentinel-1 из обнаруженных айсбергов было 54,6 % (89 шт.) крупных, 24,5 % (40 шт.) обширных, 20,2 % (33 шт.) средних и лишь 1 мелкий айсберг. Средний размер обнаруженного айсберга составил по данным WorldView-3, Landsat-8, Sentinel-1 — 50, 78 и 170 м соответственно.

343 пары айсбергов на снимках WorldView-3 и Landsat-8 удалось сопоставить. В основном на снимке Landsat-8 наблюдалось завышение размеров (до 50 м), но в 16 % случаев отмечено занижение. Аномальные значения завышения, превышающие размер пикселя Landsat-8, были связаны с идентификацией двух близко расположен-

ных айсбергов как одного целого объекта (рис. 3а, б). Занижение размера объекта на снимке Landsat-8 было зарегистрировано для крупного айсберга, часть которого находилась в тени ледникового барьера (рис. 3в). Мелкие айсберги, размерами 31 и 37 м, находившиеся полностью в тени, на снимке Landsat-8 не были видны (рис. 3з).

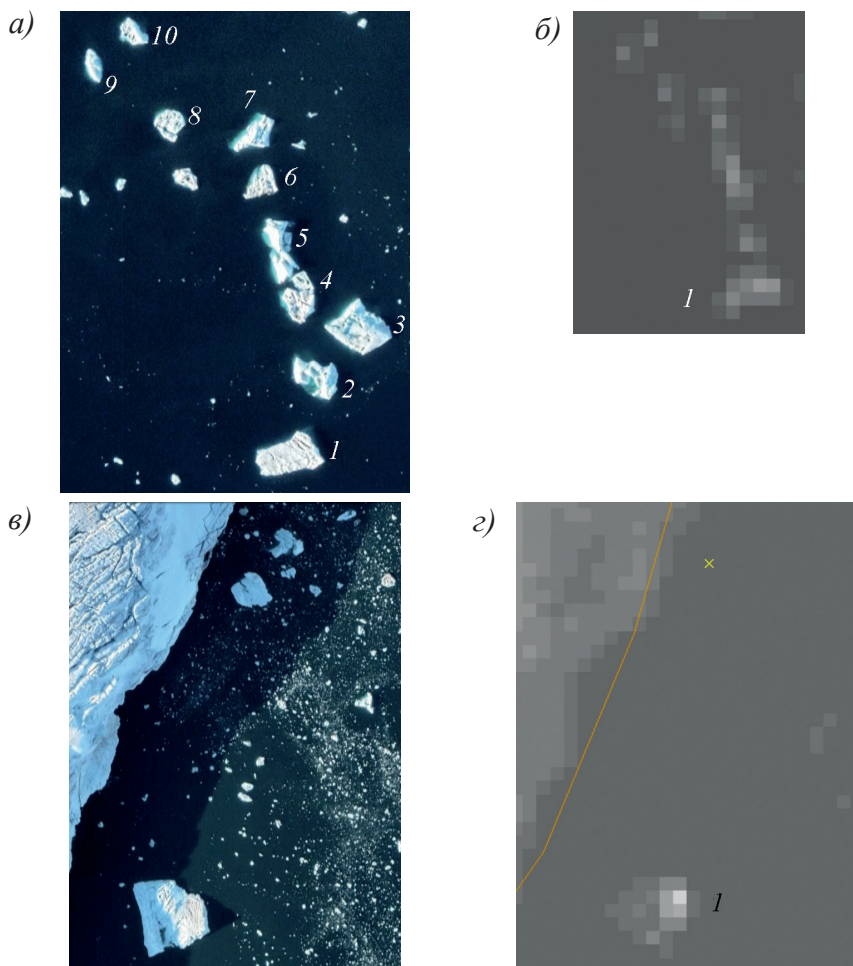


Рис. 3. Примеры проявления несовпадения данных об айсбергах, полученных по спутниковым данным видимого диапазона высокого и сверхвысокого разрешения: группа из 10 айсбергов, размерами от 20 до 40 м, фрагмент снимка WorldView-3 (а) и Landsat-8 (б); айсберги в тени ледникового барьера, снимок WorldView-3 (в) и Landsat-8 (г) image.

Положение фрагмента снимка на рис. 3а отмечено красной рамкой на рис. 1а; знаком × отмечено положение двух айсбергов размером 37 и 31 м, не видимых на снимке Landsat-8

Fig. 3. Examples of discrepancies in data on icebergs obtained from satellite data in the visible range of high and ultra-high resolution: a group of 10 icebergs, ranging in size from 20 to 40 m, fragment of the WorldView-3 (a) and Landsat-8 (б) image; icebergs in the shadow of the ice barrier, WorldView-3 (в) and Landsat-8 (г) image.

The position of the fragment fig. 3a is marked with a red frame in fig. 1a; the × sign marks the position of two icebergs 37 and 31 in size, not visible in the Landsat-8 image

В среднем ошибка в определении размеров айсбергов по снимку Landsat-8 составила +7 м. Для Sentinel-1 оказалось возможным сопоставить 25 пар айсбергов на снимке PCA и WorldView-3; завышение размеров составило до 133 м, в среднем 57 м; случаев занижения размеров отмечено не было.

Анализ снимков PCA, полученных при разных углах сканирования, показал, что при углах около 40° по данным PCA можно идентифицировать больше айсбергов, видимых на снимке видимого диапазона, чем при углах около 20°. Средние и мелкие айсберги, находящиеся в припае, хорошо идентифицируются на снимках видимого диапазона, однако во многих случаях не обнаруживаются на снимках PCA. Также на снимках PCA не обнаруживаются айсберги в прибрежной зоне у высоких берегов, на расстоянии несколько сотен метров от берега.

Для уменьшения ошибки в определении размеров по радиолокационным спутниковым данным была проведена коррекция измерений длин айсбергов, полученных по снимкам Sentinel-1. Для коррекции использовались значения геометрических констант, измеренных по снимкам видимого диапазона Landsat-8, — айсбергов, сидящих на мели в течение длительного времени (рис. 4а); крупных дрейфующих айсбергов, наблюдаемых одновременно на оптических и РЛ-снимках (рис. 4б); малых низменных островов (рис. 4в). Коррекцию целесообразно выполнять для каждого РЛ-снимка отдельно.

По материалам 2020 и 2021 гг. было выполнено сравнение распределения по акватории айсбергов разных размеров, идентифицированных за сезон по данным видимого диапазона Landsat-8 и PCA Sentinel-1.

В 2020 г. по данным Landsat-8 было обнаружено 6362 айсберга. Средний размер айсберга составил 64 м, максимальный айсберг размером 690 м наблюдался у ледника № 306 о. Чамп. На снимке Sentinel-1 этот айсберг, находившийся на расстоянии около 0,5 км от берега, не идентифицировался.

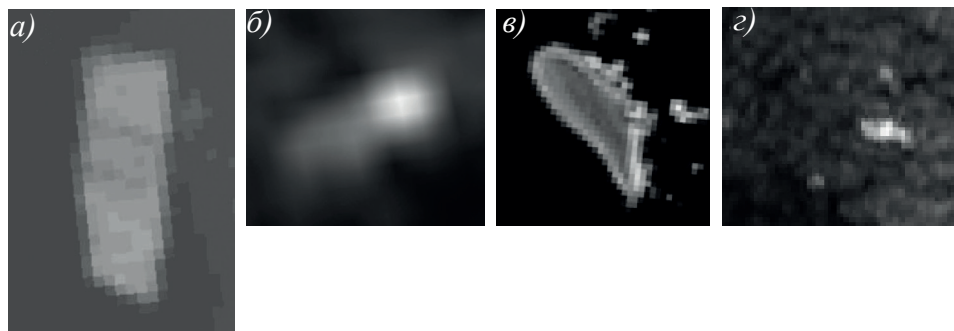


Рис. 4. Пример объектов на спутниковых снимках, размеры которых, определенные по данным видимого диапазона Landsat-8, были использованы как геометрические константы: а) — айсберг размером 340 м, сидящий на мели у ледника № 306 (о. Чамп), 10.08.2021, Landsat-8; б) — дрейфующий айсберг размером 410 м, наблюдаемый одновременно на оптических и РЛ-снимках у ледника № 306, 7.08.2021, Sentinel-1; в) — малый низменный о. Незаметный в заливе Клемента Маркома, 31.08.2022, длина 466 м; з) — о. Незаметный на снимке Sentinel-1, 12.08.2021

Fig. 4. An example of geometric constants measured from images of the visible range Landsat-8: а) — grounded iceberg measuring 340 m near glacier No 306 (Champ island), 10.08.2021, Landsat-8; б) — drifting iceberg 410 m in size, observed simultaneously on optical and radar images near glacier No 306, 7.08.2021, Sentinel-1; в) — small low-lying island Nezametny in Clement Markom Bay, 31.08.2022, length 466 m; з) — island Nezametny, SAR image Sentinel-1, 12.08.2021

В 2021 г. по данным Landsat-8 было обнаружено 4937 айсбергов, длиной от 40 до 376 м (рис. 5а), средний размер айсберга составил 64 м. По данным Sentinel-1 в 2021 г. было обнаружено 5457 айсбергов, размерами от 57 до 670 м (рис. 5б), средний размер айсберга составил 198 м.

На рис. 6 приведено полученное по спутниковым данным распределение айсбергов у ЗФИ по размерам, выраженное как диаграмма частот (гистограмма). Интервал накопления при построении гистограммы выбран равным 20 м для повышения устойчивости статистической оценки эмпирической плотности рас-

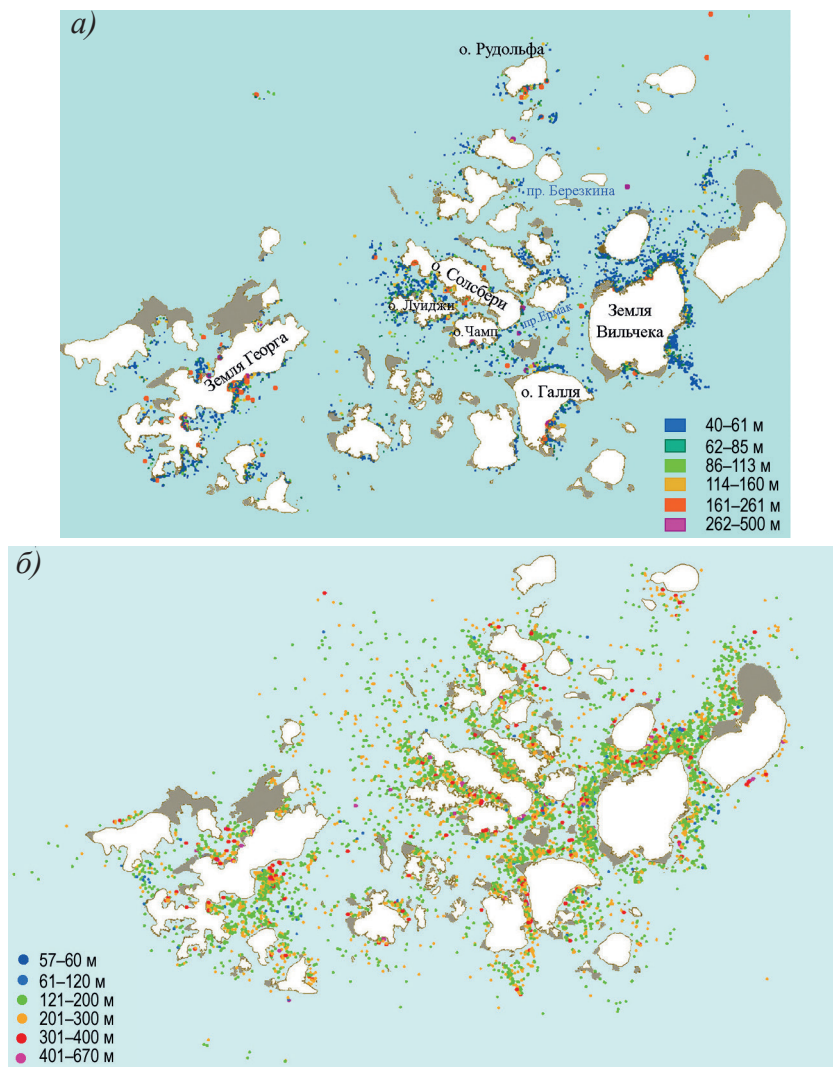


Рис. 5. Местоположение айсбергов, обнаруженных по спутниковым данным в районе архипелага Земля Франца-Иосифа в летний сезон 2021 г.: а) по снимкам видимого диапазона Landsat-8; б) по РЛ-снимкам Sentinel-1

Fig. 5. Location of icebergs detected by satellite data in the area of the Franz Josef Land archipelago in the summer season of 2021: а) from Sentinel-1 radar images; б) from Landsat-8 visible range images

пределения айсбергов по размерам. Оценка плотности распределения айсбергов по размерам в центре каждого интервала вычисляется как частное от деления значения гистограммы на ширину интервала. Вид аппроксимирующей функции при переходе от гистограммы к эмпирической плотности распределения айсбергов сохраняется.

Диаграмма частот, построенная по данным видимого диапазона, наилучшим образом аппроксимируется с помощью степенной функции, как для всей совокупности айсбергов, обнаруженных на снимках Landsat-8 за 2021 г., так и для айсбергов, идентифицированных по 1 кадру WorldView-3 за 13.08.20 (рис. 6а). Диаграмма частот, построенная по данным РСА (рис. 6б), неудовлетворительно описывает область малых и средних айсбергов, так как большинство айсбергов этой категории не обнаруживаются на снимках РСА.

Максимальная плотность айсбергов была отмечена у восточного побережья Земли Георга, вдоль северного и восточного берегов Земли Вильчека, в проливе Брауна между о-вами Солсбери и Луиджи. Наиболее крупные айсберги, размером

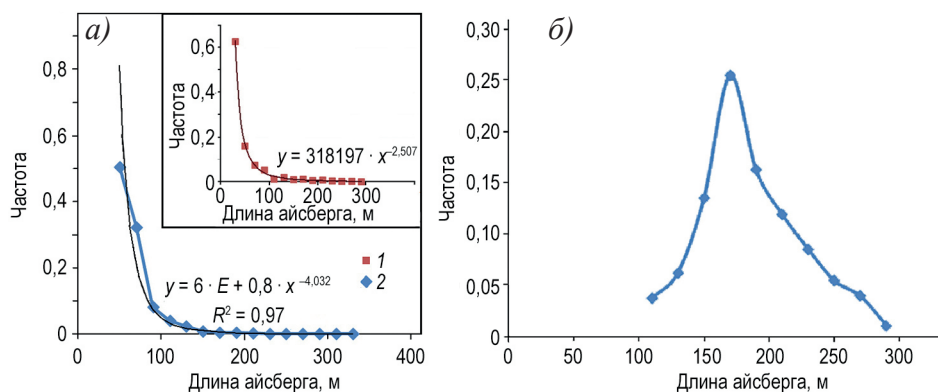


Рис. 6. Диаграмма частот (гистограмма) распределения по размерам айсбергов, обнаруженных в районе архипелага Земля Франца-Иосифа по спутниковым данным: а) снимок WorldView-3 за 13 августа 2020 г. (1), снимки видимого диапазона Landsat-8, 2021 г. (2); б) РЛ-снимки Sentinel-1, 2021 г.

Fig. 6. Frequency diagram (histogram) distribution function of icebergs detected in the area of the Franz Josef Land archipelago according to satellite data: а) WorldView-3, 13.08.2020 (1), visible range images Landsat-8, 2021 (2); б) SAR images Sentinel-1, 2020

свыше 300 м, по данным Landsat-8 в 2021 г. наблюдались в следующих районах (номера ледников даны по каталогу [10]):

- залив Эссен, Земля Георга, ледник № 75,
- залив Клементы Маркама, Земля Георга, ледник № 98,
- залив Дерюгина, Земля Георга, ледники № 90 и 96,
- залив Географов, Земля Георга, ледник № 120,
- южный берег о. Чамп у ледника № 306,
- восточный берег о. Галля, у ледника № 423,
- северный берег о. Галля в проливе у ледника № 417,
- северный берег о. Карла-Александра (ледниковый купол Самойловича), у ледников № 410, 426,
- пролив Ермак,

- пролив Березкина, севернее о. Ля Ронсьер,
- ледник Миддендорфа на о. Рудольфа.

По данным Sentinel-1 в 2021 г. было обнаружено 5457 айсбергов, с размерами от 56 до 670 м. Средний размер айсберга составил 198 м. Максимальная плотность айсбергов была отмечена у восточного побережья Земли Георга, вдоль берегов Земли Вильчека и о. Галля, в проливе Брауна между о-вами Солсбери и Луиджи (рис. 5б).

По заключению авторов [11], сделанному по результатам анализа спутниковых изображений 2000–2020 гг., для выводных ледников в этих районах, а также у островов Джексона, Гукера и Земли Александры был характерен наибольший на ЗФИ айсберговый сток (максимальная фронтальная абляция). Максимум айсбергового стока отмечен для выводного ледника Знаменитый Земли Вильчека [11], при этом надо учитывать, что этот ледник является наиболее крупным по площади и по длине выводным ледником ЗФИ [12]. Ранее в работе [13] были приведены результаты оценки отступления фронта выводных ледников ЗФИ за 50 лет, по состоянию на 2007 г.: наибольшее отступление, на 3,6 км, было у ледника № 12 о. Галля, выходящего в бухту Суровая (нумерация по старому каталогу ледников [14], по новому каталогу [10] — № 413).

Районы нахождения наиболее крупных айсбергов, обнаруженных на снимках PCA (рис. 5б), совпали с аналогичными районами, определенными по данным Landsat-8 (рис. 5а). Авторами работ [7, 15] по материалам экспедиционных исследований 2007 г. определены три района образования и компактного скопления больших столообразных айсбергов: залив Елены Гульд Земли Вильчека, проливы между о-вами Солсбери, Луиджи, Чамп и залив Географов о. Земля Георга. Полученные нами результаты по сосредоточению крупных айсбергов в 2020-х гг. у ЗФИ совпадают с данными авторов работ [7, 15]. Эти районы соответствуют также гипотезе А.Ф. Глазовского о потенциальных местах образования крупных айсбергов на островах архипелага, выдвинутой ранее на основании радиолокационных измерений толщин ледников Земли Франца-Иосифа [16]. В работе [17] констатируется, что самые крупные айсберги обычно продуцируют пологие плоские и широкие ледниковые лопасти, примером чего служит ледник Знаменитый на Земле Вильчека. Полученные нами результаты в основном подтверждают этот вывод. Однако по данным съемки в видимом диапазоне в 2021 и 2022 гг. у ледника Знаменитый самые крупные айсберги были менее 300 м, лишь в 2020 г. здесь наблюдался один айсберг свыше 300 м — 329 м. Самый большой айсберг по спутниковым данным видимого диапазона за 2020–2022 гг., длиной 842 м, наблюдался у ледника № 98 в заливе Клемента Маркама.

ВЫВОДЫ

Для повышения достоверности спутниковой информации об айсбергах необходимо сочетать радиолокационные данные и данные видимого диапазона высокого пространственного разрешения. Спутниковые данные видимого диапазона могут быть использованы как эталонные для коррекции измерений РСА.

Использование данных РСА с размером пикселя 40 м и более не позволяет идентифицировать мелкие и часть средних айсбергов. Невозможно также по таким РСА-данным среднего пространственного разрешения построить достоверную плотность распределения айсбергов по размерам, так как большая часть айсбергов в акватории ЗФИ относится к мелким и средним айсбергам, которые, за редким

исключением, не видны на снимках PCA Sentinel-1. Для айсбергоопасных районов необходимо использовать PCA с более высоким разрешением — 8–10 м и лучше.

Тем не менее общедоступные данные PCA Sentinel-1 с размером пикселя 40 м все же позволяют получить более или менее достоверное представление о закономерностях пространственного распределения айсбергов по акватории, за исключением узкой прибрежной полосы радиолокационной тени. Также такие данные позволяют выявить районы образования наиболее крупных айсбергов.

При создании базы спутниковых данных об айсбергах по какому-либо району можно использовать снимки разных спутников, как радиолокационных, так и с аппаратурой видимого диапазона. Однако необходимо выполнять корректировку измерений, полученных по общедоступным данным PCA Sentinel 1, используя эталонные измерения в видимом диапазоне.

Конфликт интересов. У авторов нет конфликта интересов.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 23-27-00122).

Competing interests. The authors have no conflicts of interests.

Funding. The work under this project is supported by the Russian Science Foundation through the Project № 23-27-00122.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шапошников В.М., Александров А.В., Матанцев Р.А., Ивановская О.Д. Анализ айсберговой опасности на Северном морском пути на примере газозовов // Арктика: экология и экономика. 2017. № 2 (26). С. 76–81.
2. Павлова Е.А., Алексеева Т.А., Мионов Е.У., Смоляницкий В.М. Особенности распределения айсбергов по данным судовых наблюдений в Карском море в 2004–2019 гг. // Российская Арктика. 2020. № 10. С. 30–36.
3. Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Тарасов П.А., Сальман А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Ефимов Я.О., Мамедов Т.Э. Исследование ледников Российской Арктики для обеспечения айсберговой безопасности работ на шельфе // Нефтяное хозяйство. 2018. № 10. С. 92–97. doi: 10.24887/0028-2448-2018-10-92-97.
4. Обнаружение по спутниковым данным опасных ледяных образований вблизи инженерных объектов хозяйственной деятельности на шельфе арктических морей: Методическое пособие / Под ред. к. ф.-м. н. В.Г. Смирнова. СПб.: ААНИИ, 2017. 76 с.
5. Бычкова И.А., Смирнов В.Г. Использование спутниковой информации для обнаружения айсбергов и оценки айсберговой угрозы // Лед и снег. 2018. № 4. С. 537–551.
6. Жичкин А.П. Ледовые условия в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Труды Кольского научного центра РАН. 2014. № 4 С. 82–89.
7. Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П., Данилов А.И., Дмитриев Н.Е., Зубакин Г.К., Кубышкин Н.В., Наумов А.К., Нестеров А.В., Скутин А.А., Скутина Е.А., Шibaкин С.И. Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Ч. 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 66–79.
8. Номенклатура ВМО по морскому льду. Т. 1. WMO/ОММ/ВМО. № 259. Издание 1970–2019 гг. Женева, ВМО.
9. Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic 2021 Season /United States Coast Guard. November 2021. Bulletin No. 107. Report number: CG-188-76. 176 p. doi:10.13140/

RG.2.2.11141.88804. URL: https://www.researchgate.net/publication/356613677_International_Ice_Patrol_2021_Annual_Report?channel=doi&linkId=61a5069a4553ea1b7ab39684&showFulltext=true (дата обращения: 01.06.2023).

10. Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф., Муравьев А.Я., Никитин С.А., Лаврентьев И.И. Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лед и снег. 2021. Т. 61. № 3. С. 341–358. doi: 10.31857/S2076673421030093.

11. Kochtitzky W., Copland L., Van Wychen W., Romain Hugonnet R., Hock R., Dowdeswell J.A., Benham T., Strozzi T., Glazovsky A., Lavrentiev I., Rounce D.R., Millan R., Cook A., Dalton A., Jiskoot H., Cooley J., Jania J., Navarro F. The unquantified mass loss of Northern Hemisphere marine-terminating glaciers from 2000–2020 // Nature Communications. 2022. V. 13. Paper 5835. doi: 10.1038/s41467-022-33231-x.

12. Говоруха Л.С. Современное наземное оледенение Советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 256 с.

13. Глазовский А.Ф. Гляциологические исследования в Российской Арктике осенью 2007 г. // Земля и Вселенная. 2010. № 2. С. 66–76.

14. Виноградов О.Н., Псарева Т.В. Каталог ледников СССР. Т. 3. Северный край. Ч. 1. Земля Франца-Иосифа. М.: Гидрометеиздат, 1965. 147 с.

15. Кубышкин Н.В., Андреев О.М., Бородулин В.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Скутин А.А. Экспедиционные исследования айсбергов и ледников западного сектора Российской Арктики по программе международного полярного года (2007–2008 гг.) // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. 2010. № 51. С. 169–180.

16. Глазовский А.Ф. Ледники Российской Арктики. Новые решения // ESRI CIS. Arc review. 2002. № 3 (22). ГИС и данные дистанционного зондирования. URL: <https://arcreview.esri-cis.ru/2002/08/17/glaciers-of-russian-arctic/> (дата обращения: 01.06.2023).

17. Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Май Р.И., Миронов Е.У., Нестеров А.В., Наумов А.К., Гудошников Ю.П. Исследование динамики и морфометрии ледников и айсбергов и прикладное использование полученных результатов при освоении углеводородных месторождений на континентальном шельфе Российской Арктики // Вестник РФФИ. 2020. № 107–108 (3–4). С. 21–37. doi:10.22204/2410-4639-2020-106-107-3-4-21-37.

REFERENCES

1. Shaposhnikov V.M., Aleksandrov F.V., Matantsev R.A., Ivanovskaya O.D. Iceberg hazard analysis on the Northern Sea Route on the example of gas carriers. *Arktika: elologiya i ekonomika*. Arctic: ecology and economy. 2017, 26 (2): 76–81. [In Russian].
2. Pavlova E.A., Alekseeva T.A., Mironov E.U., Smolyanitsky V.M. Peculiarities of distribution of icebergs by ship data in the Kara Sea. *Rossiyskaya Arktika*. Russian Arctic. 2020, 10: 30–36. [In Russian].
3. Sochnev O.Y., Kornishin K.A., Tarasov P.A., Salman A.L., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Efimov Y.O., Mamedov T.E. Study of glaciers in the Russian Arctic to ensure iceberg safety for offshore operations. *Neftyanoe khozyaistvo*. Oil industry. 2018, 10: 92–97. doi: 10.24887/0028-2448-2018-10-92-97. [In Russian].
4. *Obnaruzhenie po sputnikovym dannym opasnykh ledyanykh obrazovaniy vblizi inzhenernykh ob'ectov khozyaistvennoi deyatel'nosti na shelfe arkticheskikh morei: Metodicheskoe posobie*. Detection by satellite data of dangerous ice formations near engineering objects of economic activity on the shelf of the Arctic seas: methodological guide. Ed. V.G. Smirnov. St. Petersburg: AARI, 2017: 76 p. [In Russian].
5. Bychkova I.A., Smirnov V.G. Use of satellite data for detecting icebergs and evaluating the iceberg threats. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 537–551. [In Russian].

6. Zhichkin A.P. Ice conditions in the Franz Josef Land archipelago. *Trudy Kolskogo hauthnogo centra RAN*. Proc. of Kola Science Center RAS. 2014, 4: 82–89. [In Russian].
7. Buzin I.V., Glazovsky A.F., Gudoshnikov Yu.P., Danilov A.I., Dmitriev N.E., Zubakin G.K., Kubyshkin N.V., Naumov A.K., Nesterov A.V., Skutin A.A., Skutina E.A., Shibakin S.I. Icebergs and glaciers of the Barents Sea. Results of the most recent research. Part 1. Main producing glaciers, their propagation and morphometric properties. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2008, 78 (1): 66–79. [In Russian].
8. WMO Sea Ice Nomenclature. V. 1. WMO/OMM/BMO. No.259. Edition 1970–2019. Geneva, WMO. [In Russian, English, French, Spanish].
9. Report of the International Ice Patrol in the North Atlantic 2021 Season /United States Coast Guard. November 2021. Bulletin No. 107. Report number: CG-188-76. 176 p. doi:10.13140/RG.2.2.11141.88804. Available at: https://www.researchgate.net/publication/356613677_International_Ice_Patrol_2021_Annual_Report?channel=doi&linkId=61a5069a4553ea1b7ab39684&showFulltext=true (accessed 01.06.2023).
10. Khromova T.E., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Ya., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (3): 341–358. doi: 10.31857/S2076673421030093. [In Russian].
11. Kochtitzky W., Copland L., Van Wychen W., Romain Hugonnet R., Hock R., Dowdeswell J.A., Benham T., Strozzi T., Glazovsky A., Lavrentiev I., Rounce D.R., Millan R., Cook A., Dalton A., Jiskoot H., Cooley J., Jania J., Navarro F. The unquantified mass loss of Northern Hemisphere marine-terminating glaciers from 2000–2020. *Nature Communications*. 2022, 13: 5835. doi: 10.1038/s41467-022-33231-x.
12. Govorukha L.S. *Sovremennoe oledenenie Sovetskoi Arktiki*. Modern glaciation of the Soviet Arctic. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1988: 256 p. [In Russian].
13. Glazovsky A.F. Glaciological research in the Russian Arctic in autumn 2007. *Zemlya i Vselennaya*. Earth and Universe. 2010, 2: 66–76. [In Russian].
14. Vinogradov O.N., Psareva T.V. *Katalog lednikov USSR*. USSR Glacier Inventory. V. 3. Northern area. Pt.1. Franz Josef land. Moscow: Hydrometeoizdat, 1965: 147 p. [In Russian].
15. Kubyshkin N.V., Andreev O.M., Borodulin V.V., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Skutin A.A. Expedition research of icebergs and glaciers in the western sector of the Russian Arctic under the program of the international polar year (2007–2008). *Trudy TsNII im. akad. A.N. Krylova*. Proc. Central Research Institute acad. A.N. Krylova. 2010, 51: 169–180. [In Russian].
16. Glazovsky A.F. Glaciers of the Russian Arctic. New Solutions. ESRI CIS. Arc. Review. 2002, 22 (3). Available at: <https://arcreview.esri-cis.ru/2002/08/17/glaciers-of-russian-arctic/> (accessed 01.06.2023). [In Russian].
17. Buzin I.V., Glazovsky A.F., May R.I., Mironov E.U., Nesterov A.V., Naumov A.K., Gudoshnikov Yu.P. Study of dynamics and morphometry of glaciers and icebergs and application of the results for the development of the hydrocarbon deposits on the continental shelf of the Russian Arctic. *Vestnik RFFI*. RFBR Herald. 2020, 107–108 (3–4): 21–37. doi:10.22204/2410-4639-2020-106-107-3-4-21-37. [In Russian].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИОННАЯ ГЕОГРАФИЯ GEOMORPHOLOGY AND EVOLUTIONARY GEOGRAPHY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-206-227>
УДК 551.89



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Новые данные к палиностратиграфии микулинских (земских) отложений в низовьях реки Пёза (северо-восток Беломорского региона)

О.В. Руденко^{1}, Е.Е. Талденкова², Х.А. Баух³, Я.С. Овсепян^{4,2}*

¹ — Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орёл, Россия

² — Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ — Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия

⁴ — Геологический институт РАН, Москва, Россия

*olrudenko2011@yandex.ru

Резюме

Палинологическим методом изучена толща морских осадков бореальной трансгрессии мощностью 455 см, залегающая на морене московского возраста в разрезе Бычье-2 на р. Пёзе (Архангельская область). Получены последовательные пыльцевые записи, позволившие провести палинозональное расчленение разреза и проследить изменение растительности на северо-востоке Беломорского региона в ходе развития бореальной трансгрессии. При сопоставлении выделенных палинозон с региональными подразделениями, установленными в опорных разрезах Бычье-1, расположенном в 5 км вверх по течению р. Пёзы, и Пески на Карельском перешейке, использованы методы корреляции и событийной палиностратиграфии. Установлено, что накопление морских отложений в разрезе Бычье-2 происходило с конца московского оледенения, во временном интервале между ~131 и ~119,5 тыс. л. н. В разрезе выделено 7 палинозон, свидетельствующих о последовательном изменении климатических условий и ответной реакции растительного покрова. Основная тенденция — быстрое вытеснение кустарничково-травянистых группировок арктического типа сосново-березовыми лесами в самом начале микулинского (земского) межледниковья и последующее увеличение доли участия в лесах темнохвойных элементов в связи с нарастанием влажности климата в ходе развития бореальной трансгрессии. Значительное потепление климата обусловило возможность участия в лесах термофильных лиственных растений (дуба, вяза, лещины и, возможно, даже граба). На этапе ухудшения климатических условий конца межледниковья в лесах региона установилось господство сосны и березы и исчезли все термо- и гигрофильные элементы.

Ключевые слова: бореальная трансгрессия, климатические изменения, палинозона, поздний плейстоцен, пыльца, споры, трансформация растительности.

Для цитирования: Руденко О.В., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Овсепян Я.С. Новые данные к палиностратиграфии микулинских (земских) отложений в низовьях реки Пёза (северо-восток Беломорского региона) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 206–227. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-206-227>.

Поступила 09.12.2022

После переработки 06.03.2023

Принята 27.03.2023

New data on the palynostratigraphy of the Mikulinian (Eemian) deposits in the lower reaches of the Pyoza River (northeastern White Sea region)

Olga V. Rudenko^{1*}, Ekaterina E. Taldenkova², Henning A. Bauch³,
Yaroslav S. Ovsepyan^{4,2}

¹ — Orel State University named after I.S. Turgenev, Orel, Russia

² — Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³ — AWI, Bremerhaven, Germany

⁴ — Geological Institute RAS, Moscow, Russia

*olrudenko2011@yandex.ru

Summary

The palynological method was used to study a 455 cm thick marine sediment sequence, which overlies the Moscovian moraine in the Bychye-2 section on the Pyoza River (Arkhangel'sk region). The pollen records obtained allowed us to make a palynozonal subdivision of the section and to trace the plant cover transformations that occurred in the northeastern White Sea region during the Boreal transgression. When comparing the established local palynozones with the regional subdivisions of the reference sections Bychye-1, located 5 km upstream on the Pyoza River from the Bychye-2 site, and Peski on the Karelian Isthmus, we also employed the methods of correlation and event palynostratigraphy. It has been found that the marine sediments in the Bychye-2 section accumulated from the end of the Moscovian glaciation (~131 ka BP) until ~119,5 ka BP. The seven local palynozones established in the Bychye-2 section indicate a consistent change in climatic conditions and vegetational feedbacks. The main trend is the rapid displacement of Arctic-type shrub-herbaceous communities by pine-birch forests at the very beginning of the Mikulinian (Eemian) interglacial and the subsequent rise in the proportion of dark coniferous elements in the forests due to the growing humidity of the climate in the course of the transgression. A significant warming of the climate led to the emergence of thermophilic deciduous plants (oak, elm, hazel, and possibly even hornbeam) in the forests of the region. The predominance of pine-birch forests and the disappearance of all thermo- and hygrophilic elements of the vegetation followed the deterioration of climatic conditions during the final stage of the Mikulinian interglacial.

Keywords: boreal transgression, climatic changes, late Pleistocene, pollen, pollen zones, spores, transformation of vegetation.

For citation: Rudenko O.V., Taldenkova E.E., Bauch H.A., Ovsepyan Y.S. New data on the palynostratigraphy of the Mikulinian (Eemian) deposits in the lower reaches of the Pyoza River (northeastern White Sea region). *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 206–227. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-206-227>.

Received 09.12.2022

Revised 06.03.2023

Accepted 27.03.2023

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы реконструкции климатически обусловленных изменений палеосреды во время предыдущих (дотехногенных) межледниковых эпох вызывают все больший интерес, в особенности ледниковая терминация II в конце морской изотопной стадии (МИС) 6 и межледниковье МИС 5е, соответствующее началу микулинского межледниковья в европейской части России (эемскому межледниковью в Западной Европе) [1]. Отложения этого возраста имеют хорошую сохранность в океанах и, местами, на суше и считаются эталоном для изучения особенностей динамики теплой климатической эпохи [2, 3]. Начало межледниковья датируется пиком

инсоляции в Северном полушарии примерно 131–127 тысяч лет назад (тыс. л. н.) [4]. В Северной Европе оно, вероятно, длилось не более 11–12 тыс. лет [5, 6], начавшись резким и значительным потеплением после ледниковой терминации II [7–9]. Этому потеплению частично соответствует послеледниковая бореальная (микулинская, эемская) трансгрессия, отложения которой широко распространены на европейском севере России [10–21], в Европе и Скандинавии [22–28]. На севере и северо-востоке Русской равнины морские отложения бореальной трансгрессии установлены вдоль долин всех крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан между р. Онегой и Тиманским кряжем [10, 26, 28], и вскрыты более чем тридцатью разрезами. Отложения бореальной трансгрессии с богатым набором фауны моллюсков выявлены и датированы в разрезах Терского берега Белого моря на Кольском полуострове [15, 29]. В юго-восточной части Беломорья они обнаружены в скважинах в проливе Горло, а также в низовьях реки Северная Двина [21]. На территории Беломорско-Кулойского плато осадки, предположительно сопоставляемые со стадией МИС 5е, также известны [30], но обоснование их возраста только на основании изменений состава бентосных фораминифер весьма спорно, большей частью это широко распространенные виды, повсеместно встречающиеся на шельфах арктических морей.

Непосредственно вдоль р. Пёзы несколько разрезов (Бычье, Затон, Орловец и другие) изучены ранее палинологическим методом с низким разрешением [12, 14, 18], а их хронология обсуждалась с позиций корреляции с относительной пыльцевой хронологией, установленной для северной и средней Европы [6, 22, 31] и центра Русской равнины [32, 33], предполагая равномерное развитие растительности от побережья Северной Атлантики до Белого моря. При недостатке и противоречивости радиометрических данных пыльцевые зоны по-прежнему считаются хронологической основой подразделения микулинских (эемских) отложений Европы и России, будучи надежным инструментом региональных и дальних корреляций, поскольку пыльцевые диаграммы этого времени имеют характерные признаки, по которым их можно четко идентифицировать и отличить от более древних теплых стадий [6, 34–36], особенно на территориях распространения смешанных широколиственных лесов умеренного пояса [37]. Временные рамки межледниковья в Западной Европе были установлены для границы заале/эем — 131,0 тыс. л. н. и 119,5 тыс. л. н. для границы эем/вейхзелий в соответствии с [19, 28]. Эта же хронология была использована при изучении отложений бореальной трансгрессии в разрезах по р. Пёзе [18]. Однако до сих пор вопрос о временных рамках и продолжительности микулинского межледниковья остается остро дискуссионным, что вызывает необходимость проведения дальнейших исследований большего числа разрезов микулинских отложений, особенно на северо-востоке европейской части России, где они крайне немногочисленны. В этой связи в 2006 г. совместной российско-германской экспедицией было принято комплексное исследование отложений бореальной трансгрессии в разрезе Бычье-2 на правом берегу р. Пёзы, правого притока р. Мезени. Исследование ставило целью отбор проб с высоким разрешением для палинологического, литологического и микрофаунистического анализов и уточнение особенностей региональной динамики окружающей среды на этапе формирования толщи отложений бореальной трансгрессии на основе изучения комплексов микрофоссилий (спор, пыльцы, водных палиноморф, бентосных фораминифер, остракод). В основные задачи палинологической части исследования входили палиоистратиграфическое

расчленение осадочной толщи разреза Бычьё-2 и установление предполагаемых временных границ ее накопления на основе выявления вариаций доминантов палиноспектров и пыльцевых таксонов-индикаторов и последующей региональной корреляции выделенных палинозон. Полученные новые данные позволили уточнить региональные особенности трансформации растительного покрова территории, окружавшей морской бассейн, а также выявить основные отличия от известной схемы развития растительности европейской части России на этапе последнего межледниковья [38].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемый район низменной северо-западной части Европейской равнины расположен вблизи побережья Белого моря в речной системе Пёза–Мезень (рис. 1).

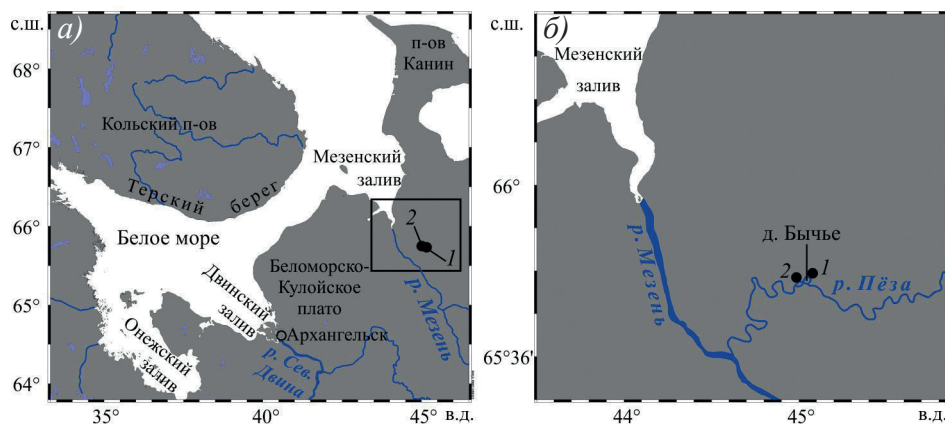


Рис. 1. Географическое положение исследованного разреза Бычьё-2 и ранее изученного разреза Бычьё-1 [12, 18]: а) — в регионе Белого моря, б) — в нижнем течении р. Пёзы около дер. Бычьё в пределах квадрата, выделенного на рис. а)

Fig. 1. Geographical position of the studied section Bychye-2 and the previously studied section Bychye-1 [12, 18]: а) — in the White Sea Region, б) — in the lower reaches of the Pyozha River near the Bychye village within the square highlighted in а)

Современную орографию территории определяют структурные впадины, образовавшиеся под влиянием межледниковых ингрессий вдоль внутреннего продолжения заливов Белого моря [12].

Климатические условия водосбора рек Пёза–Мезень умеренно-континентальные с ярко выраженной сезонностью. Средние температуры января и июля составляют -18°C и $+14^{\circ}\text{C}$ соответственно. Годовое количество осадков составляет 520 мм [39].

Современная региональная растительность на водосборах рек представлена бореальными хвойными (таежными) лесами с преобладанием сосны европейской (*Pinus sylvestris*), ели (*Picea abies* и *P. obovata*), березы (*Betula pubescens*, *B. pendula*) и осины (*Populus tremula*) [40, 41]. В подлеске и напочвенном покрове обычны ягодники (*Vaccinium myrtillus*, *V. uliginosum*, *V. vitis-idaea*), карликовые кустарнички (*Oxycoccus* sp., *Betula nana*, *Salix* sp.) и зеленые мхи. Часть Беломорско-Кулойского плато к западу от исследуемого района занята моховыми и травяно-осоково-гип-

новыми сообществами с единичными зарослями кустарниковой ольхи (*Duschekia fruticosa* или *Alnaster fruticosus*), ивняка и березы [42–44].

МОРСКИЕ СУБФОССИЛЬНЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ БЕЛОГО МОРЯ

С целью создания методологической базы палеогеографических реконструкций на основе данных по ископаемым палиноспектрам из морских отложений в разные годы изучены особенности распределения пыльцы в поверхностном слое осадков Белого моря [45–47]. Все они показали, что спорово-пыльцевые спектры представлены почти исключительно активно переносимой ветром и водой пыльцой хвойных растений (*Pinus sylvestris*, *Picea abies*) и спорами Polypodiaceae (в сумме до 80–95 %). Единично встречена пыльца древесных берез и кустарниковой ольхи, пыльца злаков и сложноцветных. Наиболее высокая концентрация микрофоссилий характерна для прибрежных районов, прилегающих к Онежскому заливу и эстуарию р. Мезени, что свидетельствует о существенной роли речного стока в привносе пыльцы в Белое море.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследованный разрез Бычье-2 (65° 47' 20" с. ш., 45° 00' 30" в. д.) находится примерно в 5 км вниз по течению р. Пёзы от ранее изученного разреза Бычье-1, расположенного напротив одноименного села [12, 18] (рис. 1). Разрез морских отложений Бычье-2 мощностью 455 см, как и разрез Бычье-1, залегает непосредственно на красноцветных валунных суглинках, интерпретируемых в регионе как морена московского оледенения и вскрывающихся на урезе воды на абсолютных отметках около 12 м (рис. 2). Морские отложения перекрыты континентальными (предположительно аллювиальными или флювиогляциальными) песками, в которых, в отличие от нижележащих песков, не встречены морские макро- и микрофоссилии.

В интервале 455–300 см морские отложения представлены голубовато-серыми алевритистыми глинами, перекрытыми толщей песчанистых алевритов (интервал 300–135 см). Верхние 135 см разреза морских отложений сложены алевритовыми песками. Литологические изменения подтверждаются графиком вес. % фракции >63 мкм (см. рис. 2). Резкое укрупнение осадка на глубине около 135 см, вероятно, вызвано начавшейся регрессией.

Шаг пробоотбора для палинологических исследований по всей толще разреза составил 5–10 см. В морене образцы для исследований не отбирались по техническим причинам.

Для спорово-пыльцевого анализа пробы обработаны по стандартной сепарационной методике В.П. Гричука [48, с. 34–39]. Концентрация пыльцы и спор определена с помощью фиксированного числа окрашенных спор-маркеров *Lycopodium clavatum* [49]. Для таксономической идентификации микрофоссилий использованы ключи и атласы [50–52] и электронные базы фото пыльцы [53]. Спорово-пыльцевая диаграмма построена с помощью пакета программ Tilia/TiliaGraph/TGView [54, 55]. За 100 % принята сумма пыльцы деревьев и кустарников (Arboreal pollen, AP) и травянистых растений (Non-arboreal pollen, NAP), AP + NAP. Процентные доли водных, прибрежно-водных растений и спор рассчитаны от этой суммы. Процентная доля переотложенных дочетвертичных пыльцы и спор подсчитана от общей суммы микрофоссилий, встреченных в образце.

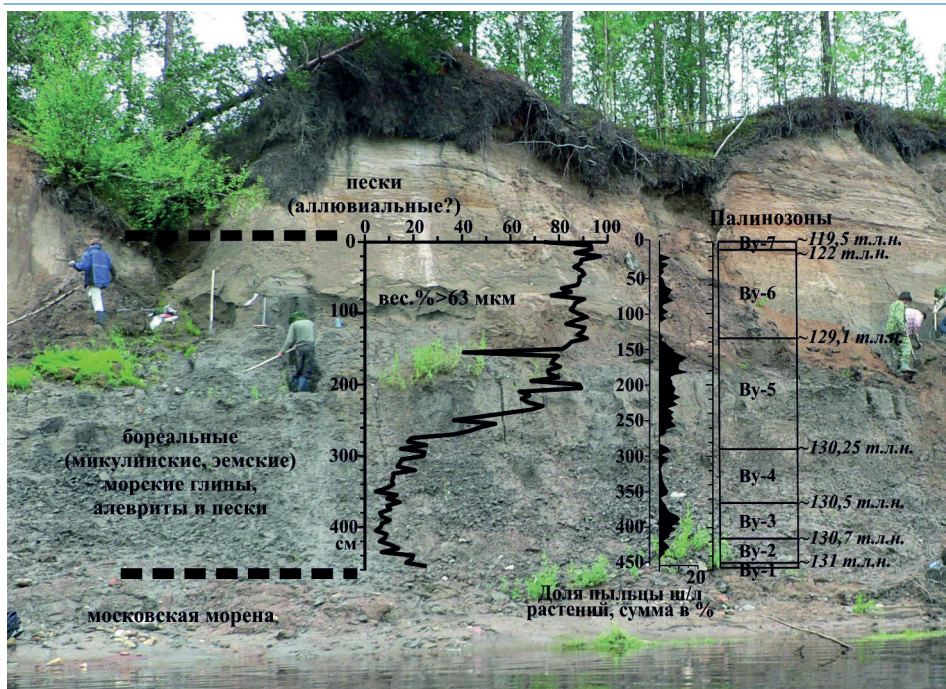


Рис. 2. Фотография участка обрыва правого берега р. Пёзы в месте расположения исследованного разреза Бычье-2.

Показаны: границы толщи бореальных морских осадков; график весового процентного содержания фракции $> 63 \mu\text{м}$; график общей суммы пыльцы широколиственных деревьев, в %; границы локальных палинозон и их предполагаемый возраст

Fig. 2. Photograph of the Bychye-2 section site on the right bank of the Pyoza River.

Shown: boundaries of the Boreal marine sediment sequence; graph of the weight percentage of $> 63 \mu\text{m}$ fraction; graph of the total percentage of pollen from broad-leaf trees; boundaries of local palynozones and their estimated age

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Изменения концентрации пыльцы и вариации процентных соотношений между индикаторными пыльцевыми таксонами позволили разделить спорово-пыльцевую диаграмму на 7 локальных пыльцевых зон (ЛПЗ) (Бу¹-1–Бу-7), соответствующих последовательным фазам трансформации растительности территории, окружавшей морской бассейн (см. рис. 2, рис. 3). Поскольку для диаграмм из отложений микулинского возраста таковыми являются только таксоны древесных растений и некоторых травянистых, мы показали на диаграмме лишь избранные пыльцевые кривые.

ЛПЗ, выделенные в разрезе Бычье-2, сопоставлены с региональными палинозонами (РПЗ) севера Карелии и Архангельской области, установленными Э.И. Девятовой [12, 56], в том числе и в разрезе Бычье-1. Последние, в свою очередь, были скоррелированы Funder et al. [26] и Lambeck et al. [28] с датированными палинозонами Западной Европы (таблица). Палинозональная корреляция позволяет нам установить предварительные вероятные возрастные границы выделенных ЛПЗ в разрезе Бычье-2.

¹ Бу — сокращение от английского названия разреза Bychye.

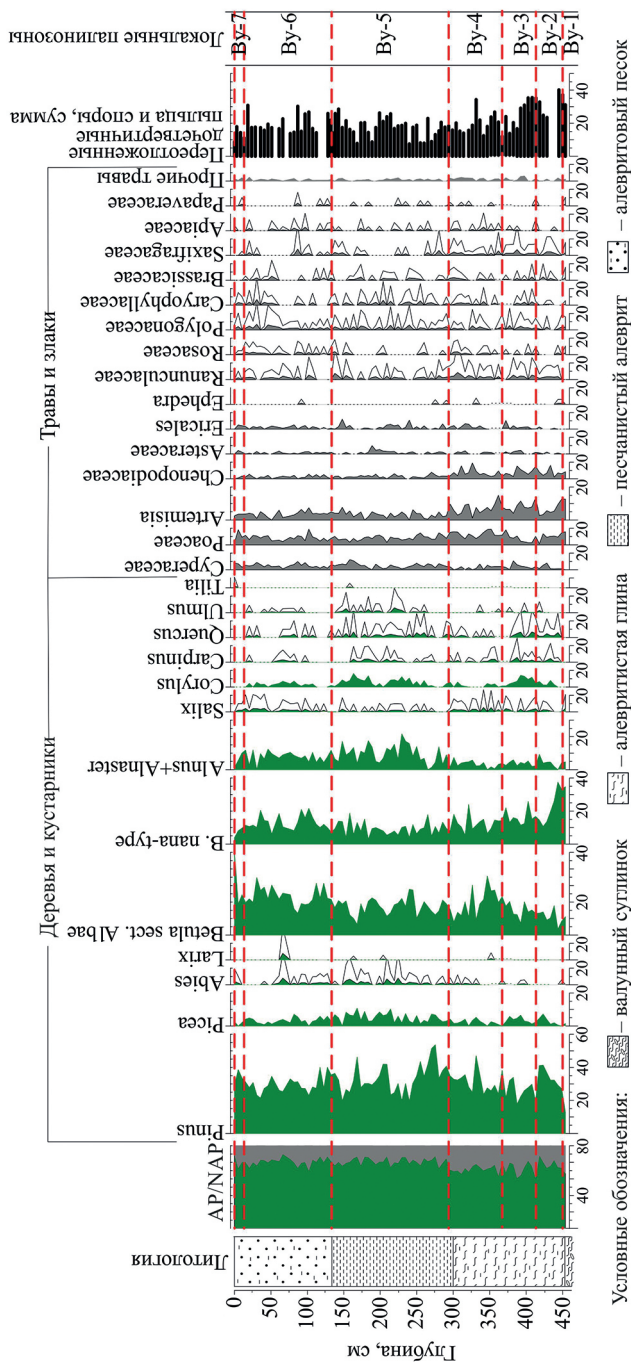


Рис. 3. Палинодиаграмма разреза Бычье-2 (избранные пыльцевые таксоны, в %).
Прозрачные контуры показывают увеличение в 5 раз

Fig. 2. Pollen diagram of the Bychye-2 section (selected pollen records, %).
The transparent contours show $\times 5$ magnification

Таблица

Описание, корреляция и возрастные границы локальных и региональных палинозон, событийная стратиграфия

Table

IDescription of the local palynozones, their correlation with the regional palynozones and estimated age limits, event stratigraphy

Разрез Бычье-2, интервалы, см	ЛПЗ разреза Бычье-2, их описание в данной работе	РПЗ (КА ¹) в разрезе Бычье-1 и их краткое описание [12]	Возраст РПЗ КА ₇ -КА ₁₀ [26] с поправками [28], тыс. л. н.	Событийная стратиграфия в разрезе Пески [19] ²	Аналоги событий, определенных в разрезе Пески [19], в разрезе Бычье-2 ³
12-0	Бу-7, зона березы и сосны, нет широколиственных видов	КА ₁₀ ⁹ зона максимума березы, исчезновение широколиственных видов	123,5-121,5 122-119,5	РЕ-G - 119,5 тыс.л. н., почти полное исчезновение дуба, граба. Конец межледниковья	Бу-2 (G) - 12 см, исчезновение широколиственных пород
135-12	Бу-6, зона березы, много сосны, ели и ольхи, присутствие пихты и лещины, сокращение дуба, вяза, граба	КА ₇ -КА ₈ (+КА ₉ ?), зона доминирования березы, много сосны и ели, есть дуб, вяз, лещина, которые постепенно убывают вверх по разрезу, в КА ₇ есть граб (КА ₉ в разрезе Бычье-1 размыта)	130,6-123,5 129,1-122	РЕ-F - 124 тыс.л. н., рост доминирования сосны и ели; РЕ-E - 128 тыс.л. н., начальное резкое увеличение граба	
290-135	Бу-5, зона доминирования сосны, максимума ели и ольхи, максимум дуба, вяза, граба, верхний максимум лещины, единичная пыльца липы	КА ₅ -КА ₆ , зона доминирования березы, в примеси сосна и ель, зона дуба, вяза, граба (в КА ₆) максимума лещины	131,75-130,6 130,25-129,1	РЕ-D - 129,8 тыс.л. н., Середина между началом роста лещины и ее нижним пиком	Бу-2 (F) - 160 см, пик ели, уменьшение граба; Бу-2 (E) - явно не выражено граб присутствует в небольшом количестве с 410 см, его основной пик на 170 см
365-290	Бу-4, зона доминирования березы и сосны, присутствуют дуб, вяз, лещина, граб	КА ₄ , зона доминирования сосны и березы, небольшое количество ели, зона дуба, небольшое участие вяза и лещины	132-131,75 130,5-130,25	РЕ-C - 130,25 тыс.л. н., Рост содержания лещины	

Окончание таблицы

End of the table					
Разрез Бычье-2, интервалы, см	ЛПЗ разреза Бычье-2, их описание в данной работе	РПЗ (КА ¹) в разрезе Бычье-1 и их краткое описание [12]	Возраст РПЗ КА ₁ –КА ₁₀ [26] с поправками тыс. л. н.	Событийная стратиграфия в разрезе Пески [19] ²	Аналоги событий, определенных в разрезе Пески [19], в разрезе Бычье-2 ³
415–365	Вы-3, зона нижнего максимума сосны и ели, нижний максимум лещины, появление вяза и граба	КА ₃ , зона максимума сосны с участием березы и ели	132,2–132 130,7–130,5		Вы-2 (D) – 395 см, середина между началом роста лещины и ее нижним пиком
450–415	Вы-2, зона сосны и березы, появление дуба и лещины	КА ₁ –КА ₂ , зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород, с участием сосны и ели	132,5–132,2 131–130,7	РЕ-В – 130,7 тыс. л. н., рост содержания дуба	Вы-2 (C) – 420 см, рост содержания лещины; Вы-2 (B) – 435 см, появление дуба, резкое увеличение сосны и древесной березы
455–450	Вы-1, зона карликовой березки и максимума ксерофитных трав	Ms, зона максимума березы и травяно-кустарничковых пород		РЕ-А – 131 тыс. л. н., резкое сокращение польни, начало межледниковья	Вы-2 (A) – 450 см, резкое сокращение карликовой березки и польни

Примечание.

¹ — КА условный региональный индекс пылевых зон для разрезов Карелии и Архангельской области;² — события расположены в соответствии с возрастом, указанным в графе (4);³ — глубины указаны в соответствии с графой (1).

ЛПЗ Ву-1 (455–450 см; ~133–131 тыс. л. н.) отличается максимальной долей пыльцы берез, особенно кустарничковых, и минимальной для всего разреза долей пыльцы сосны. Количество пыльцы растений ксеро- и галофитов (*Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Ephedra* sp.) достигает более 20 %, значительно количество пыльцы злаков (до 10 %), полыней (до 14 %). ЛПЗ Ву-1 отражает ландшафтные условия холодной тундростепи с единичными участками березового редколесья, а присутствие довольно значительного количества пыльцы приморских галофитов (значительная часть пыльцы злаков, полыней, сложноцветных и др.) свидетельствует о близости береговой линии и условиях мелководья. Состав палинозоны Ву-1 идентичен палинозоне М₃, установленной в разрезе у с. Бычье Э.И. Девятовой [12] и сопоставляемой с концом московского оледенения (см. рис. 3, см. таблицу).

ЛПЗ Ву-2 (450–415 см; ~131–130,7 тыс. л. н.) имеет довольно значительные отличия от ЛПЗ Ву-1. На фоне максимума пыльцы березы и резкого увеличения доли пыльцы сосны, а также присутствия пыльцы гипоарктических (*Betula nana*-type, *Lycopodium pungens*) и аркто-альпийских (*Rosaceae*: *Dryas* sp., *Potentilla* sp., *Saxifragaceae*, *Diphazium alpinum*, *Papaveraceae*) видов, появляется и образует нижний пик (до 9 %) на диаграмме пыльца ели. Резкое сокращение содержания пыльцы кустарничковых берез и полыни, а также появление единичной пыльцы лещины, дуба и вяза маркирует начало межледниковых условий.

ЛПЗ Ву-3 (415–365 см; ~130,7–130,5 тыс. л. н.) отличает некоторое уменьшение доли пыльцы стеногляциальных трав к верхней границе. По существу, только в эту фазу растительный покров приобрел межледниковый характер, о чем свидетельствует увеличение суммарной доли пыльцы теплолюбивых обитателей смешанного леса (лещины, дуба и вяза), постоянное присутствие пыльцы ели и появление единичной пыльцы пихты.

ЛПЗ Ву-4 (365–290 см; ~130,5–130,25 тыс. л. н.) выделяется, в первую очередь, пиком содержания пыльцы древесной березы (до 40 %). Кроме того, на диаграмме отмечены а) незначительный рост содержания пыльцы *Quercus*, б) некоторое увеличение процентной доли пыльцы *Alnus* и в) максимальные суммарные значения доли пыльцы травянистых растений, состав которых наиболее разнообразен в этой зоне. Вместе с тем содержание *Corylus* снижается в начале зоны и остается незначительным.

ЛПЗ Ву-5 (290–135 см; ~130,25–129,1 тыс. л. н.) характеризуется относительно высоким содержанием пыльцы *Quercus* и *Ulmus* в средней части зоны и максимальными значениями *Alnus* (более 20 % на глубине 225 см). Верхний максимум пыльцы *Corylus* (до 10 % на глубине 160 см) отмечен на фоне доминирования *Pinus* (более 26 %) и максимального содержания пыльцы пихты (3,3 % на глубине 155 см) и ели (11 % на глубине 165 см). Зона характеризует наиболее влажные и теплые климатические условия (термогигротическая стадия), о чем свидетельствуют, помимо всего перечисленного выше, максимальная суммарная доля пыльцы широколиственных растений (до 15 %) и их наиболее разнообразный состав. В ЛПЗ Ву-5 впервые регистрируется единичная пыльца липы.

О наметившемся похолодании климата свидетельствует состав ЛПЗ Ву-6 (135–112 см; ~129,1–122 тыс. л. н.), в спектрах которой снижается почти вдвое содержание пыльцы ольхи и широколиственных растений. Вместе с тем все еще много пыльцы древесной березы (до 35 %), постоянно присутствует пыльца пихты (более 4 %),

незначительно растёт содержание пыльцы ивы, что в совокупности свидетельствует о том, что климатические условия оставались все еще влажными, благодаря морскому влиянию.

ЛПЗ Бу-7 (12–0 см; ~122–119,5 тыс. л. н.) показывает существенные изменения в составе спорово-пыльцевых спектров и характеризуется резким увеличением содержания пыльцы березы до пикового значения в 47 % в самом верху разреза. В этой зоне резко исчезают все широколиственные деревья, а также ель, ольха и все травянистые растения, кроме полыней и злаков, что в совокупности отражает резкое ухудшение климатической обстановки и свидетельствует о быстром завершении межледниковья.

Во всех образцах, помимо пыльцы и спор четвертичного возраста, встречаются дочетвертичные переотложенные пыльца и споры. В самой нижней части морских глин часто встречалась пыльца хвойных растений с ребристой экзиной корпуса (*Vittatina* sp., *Striatohaploxylinus*, *Striatolebachites*, *Striatopodocarpus*), типичная для позднепермских и переходных к раннему триасу отложений, вскрытых в верховьях р. Пёзы и Тиманского края. Обильны также раннемеловые (*Gleichenia delicata* Bolkh., *Cyathidites*, *Osmunda* sp.) и позднемеловые (*Cupressaceae*, *Ginkgo*, *Glyptostrobus* sp.) таксоны. В самой верхней части морских глин преобладает пыльца хвойных позднеюрско-раннемелового возраста (до 90 %). Наиболее высокая процентная доля переотложенных микрофоссилий характерна для самой нижней части разреза (интервал 455–390 см), что, вероятно, может свидетельствовать о высокой гидродинамической активности бассейна на этапе быстрого затопления. В свою очередь, отличная сохранность пыльцевых зерен и вдвое уменьшившаяся доля переотложенной пыльцы в средней части разреза свидетельствуют об ослаблении абразионных процессов и более спокойном гидродинамическом режиме на этапе углубления бассейна.

Для установления региональных особенностей палиоистратиграфии и сопоставления пыльцевых кривых на диаграммах опорных разрезов региона мы в дополнение использовали метод событийной стратиграфии по аналогии с тем, как это было сделано Miettinen et al. [19] для разреза Пески на Карельском перешейке. Это дало возможность провести межрегиональную корреляцию палинозон, выделенных в удаленных разрезах, и выявить несколько сходных реперных событий, отражающих последовательный ход трансформации растительности обоих регионов в ответ на значительные изменения климатических условий (см. таблицу). На диаграмме разреза Пески установлено 7 реперных событий (PE-A–PE-G), что дало возможность Miettinen et al. [19] провести межрегиональную корреляцию с палинозонами осадков скважины Bispingen-Luhe в Нижней Саксонии, Германия [6] и использовать привязку выделенных событий к абсолютному возрасту согласно хронологии, принятой Funder et al. [26] и Lambeck et al. [28]. В изученном нами разрезе Бычье-2 события, соответствующие событиям PE-A–PE-G разреза Пески [19], обозначены как события Бу-2(A)–Бу-2(G) (см. таблицу). Из них хорошо выражены события Бу-2(A)–Бу-2(D) в интервале 450–395 см разреза и, в особенности, последнее событие Бу-2(G) на глубине 12 см (см. таблицу). События Бу-2(E) и Бу-2(F) явно не выражены, но характер изменения пыльцевых кривых позволяет провести корреляцию событий условно.

Событие Бу-2(A) проявлено на глубине 450 см в разрезе Бычье-2 резким сокращением содержания пыльцы карликовой березы и полыни. В разрезе Пески ана-

логичные изменения кривых *Betula nana*-type и *Artemisia* на пыльцевой диаграмме обоснованно приравниваются к началу межледниковья и датируются 131 тыс. л. н. на основе корреляции с палинозонами скважины Bispingen-Luhe [6]. В разрезе Бычьё-1 подобная же особенность отличает начало зоны КА₁ [12]. Переход от ледниковых условий к межледниковым отмечен повсеместно на пыльцевых диаграммах Северной и Средней Европы резким увеличением содержания пыльцы древесных берёз и сосны, что интерпретируется как первая фаза экспансии лесов [20, 22, 31, 35, 57, 58].

Событие Ву-2(B) (435 см на пыльцевой диаграмме разреза Бычьё-2) выявлено по резкому увеличению содержания пыльцы сосны и древесной берёзы, появлению пыльцы дуба, что, вероятно, отражает быстрое распространение в регионе сосново-берёзовых лесных формаций. Согласно интерпретации пыльцевой записи в разрезе Пески, где событие РЕ-В означает рост содержания пыльцы дуба, данная фаза трансформации растительного покрова датируется временным отрезком 300 лет от начала межледниковья, что в целом примерно соответствует возрастным оценкам ЛПЗ Ву-2 (131–130,7 тыс. л. н.), в пределах которой отмечено данное событие (см. таблицу).

Событие Ву-2(C) установлено на глубине 420 см разреза Бычьё-2 по началу непрерывного увеличения содержания пыльцы *Corylus*, что свидетельствует о распространении лещины в лесах региона. Это событие соответствует аналогичным изменениям в середине зоны Ре-3а на диаграмме разреза Пески [19] и в начале зоны КА₃ в разрезе Бычьё-1. Изначально рост процентного содержания пыльцы лещины был отмечен в основании зоны IIIa в разрезе опорной скважины Bispingen-Luhe [6] и датирован временной отметкой 130,25 тыс. л. н. (или 750 лет от начала межледниковья).

Событие Ву-2(D) соответствует событию РЕ-D, которое в разрезе Пески распознается над основанием зоны Ре-3b [19], а также выявляется в основании зоны КА₄ в разрезе Бычьё-1 как середина между появлением пыльцы лещины и ее нижним максимумом. В разрезе Бычьё-1 похожий эпизод в развитии пыльцевой кривой лещины зарегистрирован на глубине 395 см. В разрезе Пески это событие датируется отметкой 1200 лет от начала межледниковья (129,8 тыс. л. н.). В разрезе Бычьё-2 оно отмечено в пределах ЛПЗ Ву-3 возрастом 130,7–130,5 тыс. л. н. (см. таблицу).

Последующие два события, *Ву-2(E)* и *Ву-2(F)*, в разрезе Бычьё-2 коррелируются с событиями РЕ-E и РЕ-F в разрезе Пески лишь условно, так как на диаграмме разреза Бычьё-2 можно видеть лишь похожую тенденцию. Так, событие РЕ-E маркирует первоначальный резкий подъем содержания пыльцы *Carpinus*, а на диаграмме Бычьё-2 *Carpinus* явных пиков содержания не дает, появляясь единично с глубины 450 см и встречаясь выше по разрезу преимущественно единично. Аналогичная картина и на диаграмме Бычьё-1 [12], где пыльца *Carpinus* указана лишь знаком присутствия без подсчета процентов. Но в разрезе Бычьё-2 его доля достигает 4 % и более на глубине 170 см, поэтому мы считаем возможным провести корреляцию с событием РЕ-E.

Событие Ву-2(G), аналогичное событию РЕ-G, маркирует исчезновение пыльцы широколиственных растений. В разрезе Пески это событие проявилось в конце пыльцевой зоны Ре-5 [19] и датировано временем 11,5 тысяч лет после начала межледниковья (или около 119,5 тыс. л. н.), а в разрезе Бычьё-1 — в конце пыльцевой зоны КА₈. В разрезе Бычьё-2 это же событие отмечено на глубине 12 см. Кроме того, оно сопровождается значительным уменьшением доли участия в спектрах

темнохвойных элементов и ольхи, а также пиком березы и увеличением содержания травянистых растений, преимущественно полыни и злаков, таким образом, со всей очевидностью свидетельствуя о резком окончании межледникового и быстром вытеснении смешанных лесов холодными березовыми формациями.

Суммируя все вышеизложенное, мы делаем вывод, что палинологические данные, полученные по разрезу Бычье-2, свидетельствуют о широком распространении в Беломорском регионе на самой ранней стадии микулинского межледникового холодоустойчивых сообществ из кустарничковых берез и ивняков, чередующихся с перигляциальными открытостепными, в том числе прибрежно-луговыми, из злаков, полыней, сложноцветных и маревых. Как и в более южных районах Русской равнины [33, 59, 60], в Беломорском регионе отчетливо проявились две последовательные климатические стадии — термоксеротическая и термогигротическая. В термоксеротическую стадию в смешанных лесах региона, весьма вероятно, определенное участие имели дуб, вяз и лещина, тогда как в термогигротическую стадию произошло широкое распространение ольшаников (по берегам рек) и увеличение доли участия в лесах пихты, ели и, возможно, граба. Пыльцевые спектры ЛПЗ Ву-4 (365–290 см, см. рис. 3) отражают частичную деградацию лесной растительности и распространение кустарничковых формаций в сочетании с лугами и, возможно, болотами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

На основе изучения вариаций состава спор и пыльцы в разрезе Бычье-2 нам удалось выявить полный цикл эволюции растительности региона с конца московской ледниковой эпохи и в течение микулинского межледникового, включая его ранние этапы и климатический оптимум. Выявленные фазы трансформации растительности в основном согласуются с известной схемой, установленной по пыльцевым данным из разрезов Балтики и северо-востока Европы [6, 31]. Обилие пыльцы термофильных широколиственных растений умеренного пояса в толще отложений Бычье-2 подтверждает корреляцию с оптимумом зема Западной Европы, климат которого был более теплым, чем климатический оптимум голоцена. Пыльцевая диаграмма демонстрирует последовательность кульминации основных лесообразующих пород деревьев, в целом аналогичную микулинскому стратотипу Русской равнины [по 32]. Так, таксономический состав спорово-пыльцевых спектров ЛПЗ Ву-1–Ву-7 близок таковому в пыльцевых зонах M_1 – M_7 , а также хорошо сопоставим с пыльцевыми зонами, описанными ранее в обнажениях Бычье-1 и Затон [12]. Вместе с тем анализ пыльцевых данных из разреза Бычье-2 выявил местную индивидуальность растительного покрова региона, проявившуюся, в первую очередь, незначительной долей участия в составе лесных сообществ наиболее термофильных лиственных деревьев, а именно граба и липы, доминировавших в лесах соседнего Балтийского региона [19, 61–63]. Единичная пыльца липы отмечена на диаграмме только в верхней части разреза, что нарушает известную последовательность появления пыльцы широколиственных пород на диаграммах микулинского/земского времени [31, 36, 64], в том числе и в Онего-Мезенском флористическом районе в трактовке В.П. Гричука [33]. Вместе с тем, согласно известным палеореконструкциям [65], в отличие от западных и центральных районов европейской части территории России, на северо-западе Архангельской области на протяжении всего межледникового были широко распространены еловые и елово-березовые леса, причем широколиственные породы (дуб, вяз, граб) в их состав входили лишь незначительной примесью в фазу климатического

оптимума, а участие липы было и вовсе незначительным. Подобная же особенность отмечается в пыльцевых записях из близлежащих районов Прибалтики [61]. Пыльцевые данные по разрезу Пески также свидетельствуют о весьма незначительном участии пыльцы липы в составе пыльцевых спектров. Прерывистая кривая *Carpinus* и отсутствие отчетливых пиков ее содержания на диаграммах разрезов Бычьё-2 и Бычьё-1 свидетельствуют о неблагоприятных экологических условиях для распространения граба к востоку и северо-востоку от Балтийского региона, морской тип климата которого максимально благоприятствовал его значительному участию в составе смешанных лесов [22, 31, 64, 66–68]. Максимальная экспансия лиственных деревьев умеренной зоны в Беломорском регионе следует сразу за началом регрессии примерно 130–129 тыс. л. н. (ЛПЗ Ву-5).

Усредненность и монотонность спорово-пыльцевой диаграммы разреза Бычьё-2, отсутствие отчетливых пиков лиственных деревьев умеренного пояса, характерных для диаграмм микулинского времени более южных районов Русской равнины, мы объясняем морским генезисом осадков и удаленным северным положением разреза Бычьё-2, где в течение всего межледникового господствовали хвойно-березовые сообщества [38].

Конфликт интересов. Авторы статьи заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interest. The authors declare no conflict of interests.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 22-27-00324.

Funding. The research was supported by the Russian Science Foundation, project 22-27-00324.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shackleton N.J., Sánchez-Goñi M.F., Pailler D., Lancelot Y. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial // *Global and Planetary Change*. 2003. V. 36. P. 151–155. doi: 10.1016/S0921-8181(02)00181-9.
2. Kukla G.J. The last interglacial // *Science*. 2000. V. 287. P. 987–988. doi: 10.1126/science.287.5455.987.
3. Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Bond G., Broecker W.S., Cleveringa P., Gavin J.E., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., Knudsen K.-L., McManus J.F., Merkt J., Muhs D.R., Muller H., Poore R.Z., Porter S.C., Seret G., Shackleton N.J., Turner C., Tzedakis P.C., Winograd I.J. Last Interglacial Climates // *Quaternary Research*. 2002. V. 58. P. 2–13. doi: 10.1006/qres.2001.2316.
4. CAPE-Last Interglacial Project Members. Last Interglacial arctic warmth confirms polar amplification of climate change // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. P. 1383–1400. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.01.033.
5. Turner C. Formal status and vegetational development of the Eemian Interglacial in northwestern and southern Europe // *Quaternary Research*. 2002. V. 58. P. 41–44. doi: 10.1006/qres.2002.2365.
6. Müller H. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bisingen/Luhe // *Geologisches Jahrbuch*. 1974. Bd. A-21. S. 149–169.
7. Fletcher W.J., Sa'nches Goñi M.F., Allen J.M.D., Cheddadi R., Combourieu-Nebout N., Huntley B., Lawson I., Londeix L., Magri D., Margari V., Müller U.C., Naughton F., Novenko E., Roucoux K., Tzedakis P.C. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 2839–2864. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.11.015.

8. LIGA members: *Anderson P., Borisova O., de Beaulieu J.-L., de Vernal A., Eiriksson J., Funder S., Gibbard P., Hamilton T., Harrison S.P., Houmark-Nielsen M., Huntley B., Knudsen K.L., Larsen E., Maher L.J., Matthews J.V. Jr., Miller G., Raukas A., Reeh N., Robertsson A.-M., Rutter N., Schweger C.E., Sejrup H.-P., Sher A., Telka A., Turner C., Velichko A., Ward B.* Report of 1st discussion group: the Last Interglacial in high latitudes of the Northern Hemisphere: terrestrial and marine evidence // *Quaternary International*. 1991. V. 10–12. P. 9–28. doi: 10.1016/1040-6182(91)90038-P.
9. *Saarnisto M., Eriksson B., Hirvas H.* Tepsankumpu revisited — pollen evidence of stable Eemian climates in Finnish Lapland // *Boreas*. 2008. V. 28. P. 12–22. doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00204.x.
10. *Лаврова М.А.* Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии севера СССР с эмской в Западной Европе // *Труды Института геологии Академии наук Эстонской ССР*. 1961. Т. VIII. С. 65–88.
11. *Гудина В.И., Евзеров В.Я.* Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 145 с.
12. *Девятова Э.И.* Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
13. *Gey V., Saarnisto M., Lunkka J.P., Demidov I.* Mikulino and Valdai palaeoenvironments in the Vologda area, NW Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 347–366. doi: 10.1016/S0921-8181(01)00129-1.
14. *Houmark-Nielsen M., Demidov I., Funder S., Grøsfjeld K., Kjær K. H., Larsen E., Lavrova N., Lyså A., Nielsen J. K.* Early and Middle Valdaian glaciations, ice-dammed lakes and periglacial interstadials in northwest Russia: new evidence from the Pyoza River area // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 215–237. doi: 10.1016/S0921-8181(01)00121-7.
15. *Korsakova O.* Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia) // *Quaternary International*. 2009. V. 206. P. 3–15. doi: 10.1016/j.quaint.2008.11.004.
16. *Korsakova O.P.* Formal stratigraphy of the Neopleistocene (middle and upper/late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // *Quaternary International*. 2019. V. 534 (2). P. 42–59. doi: 10.1016/j.quaint.2019.03.007.
17. *Molod'kov A., Yevzerov V.* ESR/OSL ages of long-debated sub-till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula, Varzuga section: stratigraphic implications // *Boreas*. 2004. V. 33. P. 123–131. doi: 10.1111/j.1502-3885.2004.tb01134.x.
18. *Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.S., Glaister C.* Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 493–520. doi:10.1080/03009480600781917.
19. *Miettinen A., Head M.J., Knudsen K.* Eemian sea-level highstand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 86. P. 158–174. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.12.009.
20. *Salonen S., Helmens K., Brendryen J., Kuosmanen N., Väiliranta M., Goring S., Korpela M., Kylander M., Philip A., Plikk A., Renissen H., Luoto M.* Abrupt high-latitude climate events and decoupled seasonal trends during the Eemian // *Nature Communications*. 2018. V. 9. P. 1–10. doi: 10.1038/s41467-018-05314-1.
21. *Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T., Shilova O., Krylov A.* Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*. 2021. V. 605–606. P. 126–141. doi: 10.1016/j.quaint.2020.10.057.
22. *Cleveringa P., Meijer T., van Leeuwen R.J.W., de Wolf H., Pouwer R., Lissenberg T., Burger A.W.* The Eemian stratotype locality at Amersfoort in the central Netherlands: a re-evaluation of old and new data // *Geologie en Mijnbouw. Netherlands Journal of Geosciences*. 2000. V. 79 (2/3). P. 197–216. doi: 10.1017/S0016774600023659.

23. Dalton A.S., Evan J., Gowan E.J., Mangerud J., Möller P., Lunkka J.P., Astakhov V. Last interglacial sea-level proxies in the glaciated Northern Hemisphere // *Earth Syst. Sci. Data*. 2022. V. 14. P. 1447–1492. doi: 10.5194/essd-14-1447-2022.
24. Ikonen L., Ekman I. Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: the Petrozavodsk site and a literature review // *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III Geologica—Geographica*. 2001. V. 161. 88 p.
25. Helmens K.F., Välranta M., Engels S., Shala S. Large shifts in vegetation and climate during the Early Weichselian (MIS 5d-c) inferred from multi-proxy evidence at Sokli (northern Finland) // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 41. P. 22–38. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.02.008.
26. Funder S., Demidov I., Yelovicheva Ya. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. V. 184. P. 275–304. doi: 10.1016/S0031-0182(02)00256-0.
27. Knudsen K. L., Jiang H., Gibbard P. L., Kristensen P., Seidenkrantz M.-S., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L. Environmental reconstructions of Eemian Stage interglacial marine records in the Lower Vistula area, southern Baltic Sea // *Boreas*. 2012. V. 41. P. 209–234. doi: 10.1111/j.1502-3885.2011.00232.x.
28. Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K. H., Larsen E., Möller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 539–575. doi: 10.1080/03009480600781875.
29. Корсакова О.П., Колька В.В. Плейстоценовая история осадконакопления в береговой зоне Кольского полуострова // *Известия Русского географического общества*. 2009. Т. 141. № 4. С. 35–47.
30. Семенова Л.Р., Рыбалко А.Е., Журавлев В.А. Четвертичная система // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38 – Мезень. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. С. 86–122.
31. Zagwijn W.H. An analysis of Eemian climate in Western and Central Europe // *Quaternary Science Reviews*. 1996. V. 15. P. 451–469. doi: 10.1016/0277-3791(96)00011-X.
32. Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1961. С. 25–71.
33. Grichuk V.P. Late Pleistocene vegetation history // Velichko A.A., Wright H.E., Barnosky C.W. (Eds.) *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*. London: Longman, 1984. P. 155–179.
34. Andersen S.T. Interglacial vegetational succession and lake development in Denmark // *Palaeobotanist*. 1966. V. 15. P. 117–127.
35. Boettger T., Novenko E. Yu., Velichko A.A., Borisova O.K., Kremenetski K.V., Knetsch S., Junge F.W. Instability of climate and vegetational dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial (Eemian, Mikulino) and Early glaciation // *Quaternary International*. 2009. V. 207. P. 137–144. doi: 10.1016/j.quaint.2009.05.006.
36. Zagwijn W.H. Vegetation and climate during warmer intervals in the late Pleistocene of Western and Central Europe // *Quaternary International*. 1989. V. 3/4. P. 57–67. doi: 10.1016/1040-6182(89)90074-8.
37. Donner J. *The Quaternary History of Scandinavia / World and Regional Geology 7*. Cambridge University Press, 1995. 200 p.
38. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
39. Атлас Арктики / Под ред. Трешников А.Ф. М.: ГУГК, 1985. 204 с.
40. Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964. 298 с.

41. Бобров Е.Г. Лесообразующие хвойные СССР. Л.: Наука, 1978. 189 с.
42. Растительный покров СССР. Пояснительный текст к геоботанической карте СССР / Под ред. Е.М. Лавренко, В.Б. Сочавы. Ч. 1. М; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 971 с.
43. Юрцев Б.А., Толмачев А.И., Ребристая О.В. Флористическое разнообразие и районирование Арктики // Арктическая флористическая область / Под ред. Б.А. Юрцева. Л.: Наука, 1978. С. 9–66.
44. Браславская Т.Ю., Горячкин С.В., Кутенков С.А., Мамонтов Т.В., Попов С.Ю., Пучнина Л.В., Сидорова О.В., Торхов С.В., Федченко И.А., Чуракова Е.Ю. Флора и растительность Беломорско-Кулойского плато. Архангельск: САФУ, 2017. 302 с.
45. Малясова Е.С. Пыльца и споры из донных осадков Белого моря // Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973. С. 119–123.
46. Руденко О.В., Полякова Е.И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в поверхностных осадках Баренцева моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 111–120.
47. Новичкова Е.А. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М. 2008. 24 с.
48. Палеопалинология / Под ред. И.М. Покровской. Л.: Недра, 1966. Т. 1. 351 с.
49. Stockmarr J. Tablets spores used in absolute pollen analysis // Pollen Spores. 1971. V. 13. P. 616–621.
50. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца двудольных флоры Европейской части СССР. Л.: Наука, 1972. 438 с.
51. Beug H.J. Leitfaden der Pollenbestimmung. Munchen: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 2004. 542 p.
52. Reille M. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Marseille: Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, 1992. 520 p.
53. PalDat — Palynological Database an online publication on recent pollen. URL: <http://www.paldat.org/> (дата обращения: 17.10.2021).
54. Grimm E.C. TILIA 2.0 Version b.4 (Computer Software). Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center, 1993.
55. Grimm E.C. TGView. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center, 2004.
56. Девятова Э.И., Раукас А.В., Раямяэ Р.А., Хютт Г.И. Верхнеплейстоценовый разрез Пасьва (р. Вага, Архангельская область) и его стратиграфическое значение // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1981. № 51. С. 38–50.
57. Cheddadi R., Mamakowa K., Guiot J., de Beaulieu J.-L., Reille M., Andrieu V., Granoszewski W., Peyron O. Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1998. V. 143. P. 73–85. doi: 10.1016/S0031-0182(98)00067-4.
58. Mamakowa K. Late Middle Polish glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wroclaw and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland // Acta Palaeobotanica. 1989. V. 29. P. 11–176.
59. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2008. С. 45–64.
60. Raukas A. Eemian interglacial record in the northwestern European part of the Soviet Union // Quaternary International. 1991. V. 10–12. P. 183–189. doi: 10.1016/1040-6182(91)90051-O.
61. Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1996. 213 с.

62. *Lijvrاند E.* Suur-Prangly section as the regional stratotype of the Eemian marine deposits // *Izvestija Akademii Nauk Estonskoi SSR, ser. Geol.* 1987. V. 36. P. 20–26.
63. *Lijvrاند E.* Problematic Snaigupele interglacial as a misleading factor in stratigraphical reconstruction and Climate // Abstract Volume of the INQUA-SEQS Symposium: 104. Geological Survey of Lithuania. Vilnius, 1997. P. 104.
64. *Zagwijn W.H.* Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part 1: Eemian and Early Weichselian // *Mededelingen Geologische Stichting Nieuwe.* 1961. Serie 14. P. 15–45.
65. *Плешивецкая Э.С., Гриб В.П.* К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р. Северной Двины // Доклады по геоморфологии и палеогеографии северо-запада европейской части СССР. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1965. С. 7–34.
66. *Novenko E.Y., Seifert-Eulen M., Boettger T., Junge F.W.* Eemian and Early Weichselian vegetation and climate history in Central Europe: A case study from the Klinge section (Lusatia, Germany) // *Review of Palaeobotany and Palynology.* 2008. V. 151. P. 72–78. doi: 10.1016/j.revpalbo.2008.02.005.
67. *Velichko A.A.* Late Pleistocene spatial paleoclimatic reconstructions // *Late Quaternary Environments of the Soviet Union (Velichko A.A. Ed.).* London: Longman, 1984. P. 261–285.
68. *Velichko A.A., Borisova O.K., Zelikson E.M.* Paradoxes of the Last Interglacial climate: reconstruction of the northern Eurasia climate based on palaeofloristic data // *Boreas.* 2008. V. 37. P. 1–19. doi: 10.1111/j.1502-3885.2007.00001.x.

REFERENCES

1. *Shackleton N.J., Sánchez-Goni M.F., Pailler D., Lancelot Y.* Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. *Glob. Planet. Change.* 2003, 36: 151–155. doi: 10.1016/S0921-8181(02)00181-9.
2. *Kukla G.J.* The last interglacial. *Science.* 2000, 287: 987–988. doi: 10.1126/science.287.5455.987.
3. *Kukla G.J., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Bond G., Broecker W.S., Cleveringa P., Gavin J.E., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., Knudsen K.-L., McManus J.F., Merkt J., Muhs D.R., Muller H., Poore R.Z., Porter S.C., Seret G., Shackleton N.J., Turner C., Tzedakis P.C., Winograd I.J.* Last Interglacial Climates. *Quat. Res.* 2002, 58: 2–13. doi: 10.1006/qres.2001.2316.
4. CAPE-Last Interglacial Project Members. Last Interglacial arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quat. Sci. Rev.* 2006, 25: 1383–1400. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.01.033.
5. *Turner C.* Formal status and vegetational development of the Eemian Interglacial in northwestern and southern Europe. *Quat. Res.* 2002, 58: 41–44. doi: 10.1006/qres.2002.2365.
6. *Müller H.* Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bisingen. *Luhe. Geologisches Jahrbuch.* 1974, A-21: 149–169.
7. *Fletcher W.J., Sañches Goni M.F., Allen J.M.D., Cheddadi R., Combourieu-Nebout N., Huntley B., Lawson I., Londeix L., Magri D., Margari V., Müller U.C., Naughton F., Novenko E., Roucoux K., Tzedakis P.C.* Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quat. Sci. Rev.* 2010, 29: 2839–2864. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.11.015.
8. LIGA members: *Anderson P., Borisova O., de Beaulieu J.-L., de Vernal A., Eiriksson J., Funder S., Gibbard P., Hamilton T., Harrison S.P., Houmark-Nielsen M., Huntley B., Knudsen K.L., Larsen E., Maher L.J., Matthews J.V. Jr., Miller G., Raukas A., Reeh N., Robertsson A.-M., Rutter N., Schweger C.E., Sejrup H.-P., Sher A., Telka A., Turner C., Velichko A., Ward B.* Report of 1st discussion group: the Last Interglacial in high latitudes of the Northern Hemisphere: terrestrial and marine evidence. *Quat. Int.* 1991, 10–12: 9–28. doi: 10.1016/1040-6182(91)90038-P
9. *Saarnisto M., Eriksson B., Hirvas H.* Tepsankumpu revisited — pollen evidence of stable Eemian climates in Finnish Lapland. *Boreas.* 2008, 28: 12–22. doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00204.x.

10. Lavrova M.A. Correlation of the Interglacial Boreal Transgression of the Northern USSR with the Eemian Transgression in Western Europe. *Trudy instituta geologii Akademii nauk Estonskoi SSR*. Proc. of the Institute of Geology, Academy of Sciences of the Estonian SSR. 1961, 8: 65–88. [In Russian].
11. Gudina V.I., Evzerov V.Ya. *Stratigrafiia i foraminifery verkhnego pleistotsena Kol'skogo poluostrova*. Stratigraphy and foraminifera of the Upper Pleistocene of the Kola Peninsula. Novosibirsk: Nauka, 1973: 145 p. [In Russian].
12. Devyatova E.I. *Prirodnaya sreda pozdnego pleistotsena i ee vliyanie na rasselenie cheloveka v Severodvinskom basseine i v Karelii*. Late Pleistocene environment and its influence on human settlement in the Severnaya Dvina basin and in Karelia. Petrozavodsk: Kareliia, 1982: 156 p. [In Russian].
13. Gey V., Saarnisto M., Lunkka J.P., Demidov I. Mikulino and Valdaï palaeoenvironments in the Vologda area, NW Russia. *Glob. Planet. Change*. 2001, 31: 347–366. doi: 10.1016/S0921-8181(01)00129-1.
14. Houmark-Nielsen M., Demidov I., Funder S., Grøsfjeld K., Kjær K. H., Larsen E., Lavrova N., Lyså A., Nielsen J.K. Early and Middle Valdaian glaciations, ice-dammed lakes and periglacial interstadials in northwest Russia: new evidence from the Pyösa River area. *Glob. Planet. Change*. 2001, 31: 215–237. doi: 10.1016/S0921-8181(01)00121-7.
15. Korsakova O. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia). *Quat. Int.* 2009, 206: 3–15. doi: 10.1016/j.quaint.2008.11.004.
16. Korsakova O.P. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (middle and upper/late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia. *Quat. Int.* 2019, 534 (2): 42–59. doi: 10.1016/j.quaint.2019.03.007.
17. Molodkov A., Yevzerov V. ESR/OSL ages of long-debated sub-till fossil-bearing marine deposits from the southern Kola Peninsula, Varzuga section: stratigraphic implications *Boreas*. 2004, 33: 123–131. doi: 10.1111/j.1502-3885.2004.tb01134.x.
18. Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia. *Boreas*. 2006, 35: 493–520. doi: 10.1080/03009480600781917.
19. Miettinen A., Head M.J., Knudsen K. Eemian sea-level highstand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection. *Quat. Sci. Rev.* 2014, 86: 158–174. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.12.009.
20. Salonen S., Helmens K., Brendryen J., Kuosmanen N., Välranta M., Goring S., Korpela M., Kylander M., Philip A., Pliikk A., Renssen H., Luoto M. Abrupt high-latitude climate events and decoupled seasonal trends during the Eemian. *Nature Comm.* 2018, 9: 1–10. doi: 10.1038/s41467-018-05314-1.
21. Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T., Shilova O., Krylov A. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and palaeoenvironments. *Quat. Int.* 2021, 605–606: 126–141. doi: 10.1016/j.quaint.2020.10.057.
22. Cleveringa P., Meijer T., van Leeuwen R.J.W., de Wolf H., Pouwer R., Lissenberg T., Burger A.W. The Eemian stratotype locality at Amersfoort in the central Netherlands: a re-evaluation of old and new data. *Geologie en Mijnbouw. Netherlands Journal of Geosciences*. 2000, 79 (2/3): 197–216. doi: 10.1017/S0016774600023659.
23. Dalton A.S., Evan J., Gowan E.J., Mangerud J., Möller P., Lunkka J.P., Astakhov V. Last interglacial sea-level proxies in the glaciated Northern Hemisphere. *Earth Syst. Sci. Data*. 2022, 14: 1447–1492. doi: 10.5194/essd-14-1447-2022.
24. Ikonen L., Ekman I. Biostratigraphy of the Mikulino interglacial sediments in NW Russia: the Petrozavodsk site and a literature review. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III Geologica-Geographica*. 2001, 161: 88 p.
25. Helmens K.F., Välranta M., Engels S., Shala S. Large shifts in vegetation and climate during the Early Weichselian (MIS 5d-c) inferred from multi-proxy evidence at Sokli (northern Finland). *Quat. Sci. Rev.* 2012, 41: 22–38. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.02.008.

26. Funder S., Demidov I., Yelovicheva Ya. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway in the Eemian. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2002, 184: 275–304. doi: 10.1016/S0031-0182(02)00256-0.
27. Knudsen K. L., Jiang H., Gibbard P. L., Kristensen P., Seidenkrantz M.-S., Janczyk-Kopikowa Z., Marks L. Environmental reconstructions of Eemian Stage interglacial marine records in the Lower Vistula area, southern Baltic Sea. *Boreas*. 2012, 41: 209–234. doi: 10.1111/j.1502-3885.2011.00232.x.
28. Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K. H., Larsen E., Möller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling. *Boreas*. 2006, 35: 539–575. doi: 10.1080/03009480600781875.
29. Korsakova O.P., Kol'ka V.V. Pleistocene sedimentation history in the coastal zone of the Kola Peninsula. *Izvestiia Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proc. of the Russian Geographical Society. 2009, 141 (4): 35–47. [In Russian].
30. Semenova L.R., Rybalko A.E., Zhuravlev V.A. *Chetvertichnaya Sistema. GGK RF (1:1000000), tret'e pokolenie, seriya Mezenskaia, list Q-38 (Mezen')*. Ob'yasnitel'naya zapiska. Quaternary System. GGK RF (1:1000000), third generation, Mezen' series, sheet Q-38 (Mezen'), Explanatory note. 2012: 86–122. [In Russian].
31. Zagwijn W.H. An analysis of Eemian climate in Western and Central Europe. *Quat. Sci. Rev.* 1996, 15: 451–469. doi: 10.1016/0277-3791(96)00011-X.
32. Grichuk V.P. Fossil floras as a paleontological basis for the stratigraphy of Quaternary deposits. *Rel'ef i stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii severo-zapada Russkoi ravniny*. Relief and Stratigraphy of Quaternary Deposits of the Northwest Russian Plain. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1961: 25–71. [In Russian].
33. Grichuk V.P. Late Pleistocene vegetation history. Velichko A.A., Wright H.E., Barnosky C.W. (Eds.) *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*. London: Longman, 1984: 155–179.
34. Andersen S.T. Interglacial vegetational succession and lake development in Denmark. *Palaeobotanist*. 1966, 15: 117–127.
35. Boettger T., Novenko E. Yu., Velichko A.A., Borisova O.K., Kremenetski K.V., Knetsch S., Junge F.W. Instability of climate and vegetational dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial (Eemian, Mikulino) and Early glaciation. *Quat. Int.* 2009, 207: 137–144. doi: 10.1016/j.quaint.2009.05.006.
36. Zagwijn W.H. Vegetation and climate during warmer intervals in the late Pleistocene of Western and Central Europe. *Quat. Int.* 1989, 3/4: 57–67. doi: 10.1016/1040-6182(89)90074-8.
37. Donner J. *The Quaternary History of Scandinavia*. World and Regional Geology 7. Cambridge University Press, 1995: 200 p.
38. Grichuk V.P. *Istoriia flory i rastitel'nosti Russkoi ravniny v pleistotsene*. History of flora and vegetation of the Russian Plain in the Pleistocene. Moscow: Nauka, 1989: 183 p. [In Russian].
39. *Atlas Arktiki*. Arctic Atlas. Treshnikov A.F. (Ed.) Moscow: GUGK, 1985: 204 p. [In Russian].
40. *Fiziko-geograficheskii atlas mira*. Physical-Geographical Atlas of the World. Moscow: GUGK, 1964: 298 p. [In Russian].
41. Bobrov E.G. *Lesobrazuiushchie khvoynye SSSR*. Forest-forming conifers of the USSR. Leningrad: Nauka, 1978: 189 p. [In Russian].
42. *Rastitel'nyi pokrov SSSR. Poiasnitel'nyi tekst k geobotanicheskoi karte SSSR*. Vegetation cover of the USSR. Explanatory text to the geobotanical map of the USSR. Part 1. E.M. Lavrenko, V.B. Sochava. (Ed.) Moscow; Leningrad: Publ. of the Academy of Sciences of the USSR, 1956: 971 p. [In Russian].
43. Yurtsev B.A., Tolmachev A.I., Rebristaya O.V. Floristic diversity and zoning of the Arctic. *Arkticheskii floristicheskii region*. Arctic floristic region. Yurtsev B.A. (Ed.). Leningrad: Nauka, 1978: 9–66. [In Russian].

44. *Braslavskaya T.Yu., Goryachkin S.V., Kutenkov S.A., Mamontov T.V., Popov S.Yu., Puchnina L.V., Sidorova O.V., Torkhov S.V., Fedchenko I.A., Churakova E.Yu. Flora i rastitel'nost' Belomorsko-Kuloiskogo plato.* Flora and vegetation of the Belomorsko-Kuloiskoe Plateau. Arkhangel'sk: SAFU, 2017: 302 p. [In Russian].
45. *Malyasova E.S.* Pollen and spores from bottom sediments of the White Sea. *Palinologiya golotsena i marinopalinologiya.* Holocene Palynology and Marinopalynology. Moscow: Nauka, 1973: 119–123. [In Russian].
46. *Rudenko O.V., Polyakova E.I.* Peculiarities of formation of spore-pollen spectra in surface sediments of the Barents Sea. *Sedimentologicheskie protsessy i evoliutsiya morskikh ekosistem v usloviyakh morskogo perigliatsiala.* Sedimentological processes and evolution of marine ecosystems under marine periglacial conditions. Apatity: KNTs RAN, 2001: 111–120. [In Russian].
47. *Novichkova E.A.* *Postlednikovaya istoriya razvitiya Belogo morya po materialam izucheniya vodnykh i nazemnykh palinomorf.* Postglacial history of the development of the White Sea according to the materials of the study of aquatic and terrestrial palynomorphs. PhD thesis. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences. Moscow, 2008: 24 p. [In Russian].
48. *Paleopalynologiya.* Paleopalynology. *Pokrovskaya I.M.* (Ed.) Leningrad: Nedra, 1966, 1: 351 p. [In Russian].
49. *Stockmarr J.* Tablets spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spores.* 1971, 13: 616–621.
50. *Kupriyanova L.A., Aleshina L.A.* *Pyl'tsa dvudol'nykh flory Evropeiskoi chasti SSSR.* Pollen of dicotyledons from the flora of the European part of the USSR. Leningrad: Nauka, 1972: 438 p. [In Russian].
51. *Beug H.J.* *Leitfaden der Pollenbestimmung.* Munchen: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 2004: 542 p.
52. *Reille M.* *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord.* Marseille: Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, 1992: 520 p.
53. *PalDat* — Palynological Database an online publication on recent pollen. Available at: <http://www.paldat.org/> (accessed 17.10.2021).
54. *Grimm E.C.* *TILIA 2.0 Version b.4* (Computer Software). Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center, 1993.
55. *Grimm E.C.* *TGView.* Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center, 2004.
56. *Devyatova E.I., Raukas A.V., Raiamyae R.A., Khyutt G.I.* Upper Pleistocene Pas'va section (Vaga River, Arkhangelsk region) and its stratigraphic significance. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda.* Bulletin of the Quaternary period commission. 1981, 51: 38–50. [In Russian].
57. *Cheddadi R., Mamakowa K., Guiot J., de Beaulieu J.-L., Reille M., Andrieu V., Granoszewski W., Peyron O.* Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 1998, 143: 73–85. doi: 10.1016/S0031-0182(98)00067-4.
58. *Mamakowa K.* Late Middle Polish glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wroclaw and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica.* 1989, 29: 11–176.
59. *Bolikhovskaya N.S., Molod'kov A.N.* Periodization, correlation and absolute age of warm and cold epochs of the last 200 thousand years. *Problemy paleogeografii i stratigrafii pleistotsena.* Problems of Paleogeography and Stratigraphy of the Pleistocene. Moscow: MSU, 2008, 3: 45–64. [In Russian].
60. *Raukas A.* Eemian interglacial record in the northwestern European part of the Soviet Union. *Quat. Int.* 1991, 10–12: 183–189. doi: 10.1016/1040-6182(91)90051-O.
61. *Kondratene O.* *Stratigrafiya i paleogeografiya kvartera Litvy po paleobotanicheskim dannym.* Stratigraphy and paleogeography of the Lithuanian Quaternary according to paleobotanical data. Vilnius: Academia, 1996: 213 p. [In Russian].

62. *Lijvrand E.* Suur-Prangly section as the regional stratotype of the Eemian marine deposits. *Izvestija Akademii Nauk Estonskoi SSR, ser. Geol.* 1987, 36: 20–26.
63. *Lijvrand E.* Problematic Snaigupele interglacial as a misleading factor in stratigraphical reconstruction and Climate. Abstract Volume of the INQUA-SEQS Symposium: 104. Geological Survey of Lithuania. Vilnius, 1997: 104.
64. *Zagwijn W.H.* Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part 1: Eemian and Early Weichselian. *Mededelingen Geologische Stichting Nieuwe* 1961, Serie 14: 15–45.
65. *Pleshivtseva E.S., Grib V.P.* About the stratigraphy of Quaternary deposits in the lower flow of the Northern Dvina River. *Doklady po geomorfologii i paleogeografii severo-zapada evropeiskoi chasti SSSR.* Papers on geomorphology and paleogeography of the northwest of the European part of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965, 2 (1): 7–34. [In Russian].
66. *Novenko E.Y., Seifert-Eulen M., Boettger T., Junge F.W.* Eemian and Early Weichselian vegetation and climate history in Central Europe: A case study from the Klinge section (Lusatia, Germany). *Review of Palaeobotany and Palynology.* 2008, 151: 72–78. doi: 10.1016/j.revpalbo.2008.02.005.
67. *Velichko A.A.* Late Pleistocene spatial paleoclimatic reconstructions. *Late Quaternary Environments of the Soviet Union* (Velichko, A.A. Ed.). London: Longman, 1984: 261–285.
68. *Velichko A.A., Borisova O.K., Zelikson E.M.* Paradoxes of the Last Interglacial climate: reconstruction of the northern Eurasia climate based on palaeofloristic data. *Boreas.* 2008, 37: 1–19. doi: 10.1111/j.1502-3885.2007.00001.x.

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ ECOLOGY, BIOCEANOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-228-243>
УДК 58.051



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

Изучение взаимосвязей агрохимических показателей почв с видовым составом растений некоторых участков дельты реки Лены, Северная Якутия

Д.С. Карлов^{1*}, О.Д. Большиянова^{2,3}, Н.Н. Лащинский⁴, А.А. Белимов¹

¹ — ФГБНУ Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной микробиологии, Санкт-Петербург, Россия

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

³ — Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁴ — ФГБУН Центральный сибирский ботанический сад СО РАН, Новосибирск, Россия

*deniskarlov23@gmail.com

Резюме

В связи с изменением климата и освоением природных ресурсов Арктики все более актуальной становится проблема выявления ответной реакции тундровой растительности на различные природные и антропогенные воздействия, а также поиск индикаторов для разработки системы мониторинга состояния экосистем Крайнего Севера. Целью данной работы было описание флористического состава и строения растительных сообществ, а также поиск взаимосвязей между агрохимическими показателями почв и видовым составом растений на отдельных ключевых участках дельты реки Лены. Всего было изучено десять ключевых участков дельты Лены. Агрохимический анализ образцов почв был изучен стандартными методами. Содержание биогенных и абиогенных элементов измеряли с помощью эмиссионного спектрометра. Взаимосвязь между показателями почв и флористическим составом выявляли с помощью кластерного анализа. Было показано, что кластеризация участков по стандартным агрохимическим показателям была выражена слабо, тогда как по содержанию элементов в минерализованных образцах и в водных вытяжках участки группировались в два кластера на уровне 40÷60 % различий. Кластеризация участков по видовому составу растений была выражена очень слабо, и выявить кластеры с высоким или средним уровнем сходства не удалось, так же как не удалось обнаружить сходства кластерных диаграмм, построенных по почвенным параметрам и по видовому составу растений. В результате проведенного исследования показано, что видовой состав сосудистых растений слабо коррелировал со свойствами почв ключевых участков. Выявленные отдельные особенности проявлялись в виде тенденций, и четких закономерностей взаимосвязи растительного покрова и показателей почв не прослеживалось.

Ключевые слова: агрохимический и элементный анализ, Арктика, дельта реки Лены, растительность, фитоиндикация, холодные почвы.

Для цитирования: Карлов Д.С., Большиянова О.Д., Лащинский Н.Н., Белимов А.А. Изучение взаимосвязей агрохимических показателей почв с видовым составом растений некоторых участков дельты реки Лены, Северная Якутия // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 228–243. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-228-243>.

Поступила 30.03.2023

После переработки 02.05.2023

Принята 05.05.2023

Study of the relationship between agrochemical indicators of soils and species composition of plants in some sites of the Lena River Delta, Northern Yakutia

Denis S. Karlov^{1}, Olga D. Bolshiyanova^{2,3}, Nikolay N. Laschinsky⁴, Andrew A. Belimov¹*

¹ — FGBNU All-Russia Institute of Agricultural Microbiology, St. Petersburg, Russia

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

³ — Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

⁴ — FGBUN Central Siberian Botanical Garden SB RAS, Novosibirsk, Russia

**deniskarlov23@gmail.com*

Summary

In connection with climate change and the development of natural resources in the Arctic, increasingly relevant is the problem of revealing the response of tundra vegetation to various natural and anthropogenic impacts, as well as the search for indicators for developing a system of monitoring the state of ecosystems in the Far North. The aim of this work was to describe the floristic composition and structure of plant communities, as well as to search for relationships between agrochemical indicators of soils and the species composition of plants in certain key sites of the Lena River Delta. A total of ten key sites of the Lena delta were studied. Agrochemical analysis of the soil samples was performed using standard methods. The content of biogenic and abiogenic elements was measured using an emission spectrometer. The relationship between the soil parameters and floristic composition was studied using cluster analysis. It was shown that the clustering of sites by standard agrochemical indicators was weakly expressed, while in terms of the content of elements in the mineralized samples and in water extracts the sites were grouped into two clusters at the level of 40 %÷60 % of the differences. The clustering of sites by plant species composition was very weak, and it was not possible to identify clusters with high or medium level of similarity, nor was it possible to detect similarity between cluster diagrams constructed by soil parameters and by plant species composition. As a result of the study, it is shown that the species composition of vascular plants weakly correlates with the properties of the soils of the key sites. The individual features identified manifest themselves in the form of trends and no clear patterns of interrelation of vegetation and soil parameters are discerned.

Keywords: agrochemical and elemental analysis, Arctic, cold soils, Lena River Delta, phytoindication, vegetation.

For citation: Karlov D.S., Bolshiyanova O.D., Laschinsky N.N., Belimov A.A. Study of the relationship between agrochemical indicators of soils and species composition of plants in some sites of the Lena River Delta, Northern Yakutia. *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 228–243. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-228-243>.

Received 30.03.2023

Revised 02.05.2023

Accepted 05.05.2023

ВВЕДЕНИЕ

В связи с изменением климата и освоением природных ресурсов Арктики все более актуальной становится проблема выявления ответной реакции тундровой растительности на различные природные и антропогенные воздействия, а также поиск индикаторов для разработки системы мониторинга состояния экосистем Крайнего Севера [1]. Фитоиндикация — метод, использующий информацию о растительности (отдельных видах и сообществах) в качестве показателя (индикатора) состояния исследуемых компонентов среды, в том числе почв [2]. По наличию и состоянию совокупности растений можно прямо либо косвенно судить о свойствах среды, а также происходящих естественных и антропогенных изменениях. Несомненным достоинством фитоиндикации является то, что растения дают обобщенные и усредненные характеристики экологических режимов в силу значительной инерции в ответной реакции на изменение тех или иных параметров среды. Они отзываются на продолжительные изменения режима, а не на его кратковременные флуктуации. На кратковременные изменения условий среды растения реагируют лишь изменением биомассы [3]. Применение методов фитоиндикации имеет широкий спектр задач от сельскохозяйственной оценки земель и поиска полезных ископаемых до определения количественных и качественных показателей загрязнения биосферы [4]. Обзорные работы, посвященные методам фитоиндикации в целом и использованию экологических шкал в частности, были опубликованы как отечественными [5–8], так и зарубежными авторами [9, 10].

Фитоиндикаторами могут являться отдельные растения и фитоценозы, а также особенности морфологии и физиологии растений, которые в силу тесной взаимосвязи с различными компонентами ландшафта указывают на характер, распределение, динамику условий окружающей среды [11]. Использование отдельных видов в качестве индикатора имеет преимущество в том, что их пространственное распределение четко определено при достаточно развитой способности выживать долгое время после смены оптимальных условий на худшие [2].

В работе Е.Н. Ивановой [12], касающейся тундр севера Западной Сибири, показана взаимосвязь растительности и почв. В тундровых ландшафтах Обской губы, где имеется чередование более дренированных пространств с увалистым рельефом и выровненных заболоченных понижений, была выявлена приуроченность почв к элементам рельефа и растительным ассоциациям. Растительные сообщества поэтому могут быть использованы как индикаторы различных отложений и их механического состава [7, 12]. Было показано, что фитоиндикация стадий разветвления песчаных отложений водоразделов в типичных тундрах Ямала позволила выделить надежные виды-индикаторы процесса эрозии [13]. В то же время тундровые ландшафты, их растительность и почвы изучены недостаточно, и поэтому индикационные закономерности в них не установлены. Единичные исследования были направлены на выявление таких важных характеристик природы, как определение состава поверхностных отложений, характера морозобойного растрескивания грунтов, определение глубины оттаивания почв и пород, выявление таликовых участков, глубины снежного покрова, особенностей свойств тундровых почв [7].

Дельта реки Лены расположена в области с арктическим континентальным климатом, характеризуемым следующими параметрами: среднегодовая температура воздуха -13°C , среднеянварская температура -32°C , среднеиюльская температура $+6,5^{\circ}\text{C}$, годовое количество осадков 190 мм. Дельта находится в области

вечномерзлых пород с непрерывной мерзлотой толщиной 500–600 м. Толщина сезонно-талого слоя в среднем 30–50 см [14]. Почвы дельты реки Лены развиваются под влиянием двух основных почвообразовательных процессов: аллювиального и криогенного [15]. Почвы представлены в основном следующими группами: флювисоли, умбрисоли, подзолы, криосоли, гистосоли, глеесоли (классификация почв приведена по мировой реферативной базе почвенных ресурсов) [16].

На территории дельты реки Лены проводились исследования, направленные на изучение строения и формирования дельтового комплекса, гидрохимического состояния речных вод, а также морфологического, химического и физического состава почв [13]. Среди ботанических исследований дельты реки Лены стоит отметить работы по сравнению спорово-пыльцевых спектров с составом современной растительности, которые дают весьма широкое представление о современной и палеорастительности [17].

Разнообразие современной растительности и различные сукцессионные процессы были описаны Н.Н. Лашинским. Его исследования распространения растительного покрова в зависимости от особенностей рельефа и субстрата проводятся комплексно, сочетая традиционные наземные исследования и методы дистанционного зондирования с высоким разрешением [18]. Важным направлением ботанических исследований в дельте реки Лены являются лесоводственно-геоботанические, а также экологические исследования притундровых лиственничных редколесий [19–21]. В данных работах изучались растительные сообщества редколесий, состояние лиственничных древостоев и влияние различных условий, в том числе почвенных, на их произрастание. Однако на исследуемых территориях сравнительное изучение агрохимических характеристик почв, концентраций доступных растениям биогенных элементов и особенностей растительного покрова не проводилось.

Целью данной работы являлся поиск взаимосвязей между агрохимическими показателями почв и видовым составом растительности в районе дельты реки Лены, а именно: (1) изучить флористический состав и строение растительных сообществ ключевых участков; (2) установить, какие почвенные показатели важны для колонизации определенными видами растений ландшафтов в экстремальных климатических условиях; (3) оценить возможность прогнозирования по составу растительного сообщества, какие питательные элементы могут находиться в почве в недостатке или избытке, без проведения химических анализов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследований участки выбирались путем сравнения рельефа, условий почвообразования, и состава растительности. Были выбраны десять модельных участков площадью 3×3 метра, на которых изучался флористический состав и почвенные показатели. Почвенные образцы отбирали из корнеобитаемого слоя с глубины 8–20 см. Координаты изучаемых участков определялись с помощью 12-канального GPS-приемника.

Местоположение и описание изучаемых участков:

Участок № 1: вершина холма возле полярной метеостанции им. Хабарова, метров над уровнем моря (м н. у. м.) — 150, глубина сезонно-талого слоя (г. с. с.) — 29 см. Растительный покров: кочкарная пушицево-зеленомошная тундра. Координаты: 72° 23' 32" с. ш., 126° 47' 22" в. д., тип почвы: криозем грубогумусовый, надмерзлотно-оглеенный.

Участок № 2: вершина холма возле полярной метеостанции им. Хабарова в непосредственной близости с местом выхода коренной породы на поверхность, м н. у. м. — 140, г. с. с. — 34 см. Растительный покров: дриадово-зеленомошная тундра. Координаты: 72° 23' 37" с. ш., 126° 47' 27" в. д., тип почвы: криозем грубогумусовый.

Участок № 3: высокий берег ручья возле полярной метеостанции им. Хабарова, м н. у. м. — 58, г. с. с. — 60 см. Растительный покров: хвощево-зеленомошная сырая тундра. Координаты: 72° 23' 40" с. ш., 126° 49' 8" в. д., тип почвы: криозем грубогумусовый, криогенно-ожеженный, глееватый.

Участок № 4: крутой берег озера на старом аласе на острове Курунгнах, м н. у. м. — 30, г. с. с. — 73 см. Растительный покров: дриадово-зеленомошная тундра. Координаты: 72° 18' 37" с. ш., 126° 15' 36" в. д., тип почвы: мерзлотная аласная почва.

Участок № 5: высокая пойма на острове Сордох-Арыта Северный, м н. у. м. — 10, г. с. с. — 118 см. Растительный покров: злаковник разнотравный. Координаты: 72° 18' 48" с. ш., 126° 30' 48" в. д., тип почвы: аллювиальная надмерзлотно-оглеенная.

Участок № 6: поверхность первой надпойменной террасы на острове Сордох-Арыта Северный, м н. у. м. — 15, г. с. с. — 49 см. Растительный покров: полигонально-валиковый тундрово-болотный комплекс. Координаты: 72° 18' 46" с. ш., 126° 29' 32" в. д., тип почвы: аллювиальная надмерзлотно-оглеенная.

Участок № 7: высокий берег озера Баня-2 на острове Самойловский, м н. у. м. — 15, г. с. с. — 30 см. Растительный покров: осоково-зеленомошная тундра. Координаты: 72° 22' 8" с. ш., 126° 29' 59" в. д., тип почвы: глеезем мерзлотный.

Участок № 8: берег озера Катя в высокой пойме на острове Самойловский, м н. у. м. — 0–3, г. с. с. — 57 см. Растительный покров: ивовые заросли с разнотравно-хвощевым покровом. Координаты: 72° 23' 1" с. ш., 126° 28' 41" в. д., тип почвы: криозем грубогумусовый, надмерзлотно-оглеенный.

Участок № 9: переход от поймы к первой террасе на острове Самойловский, пологая часть склона, м н. у. м. — 5–10, г. с. с. — 81 см. Растительный покров: разнотравно-зеленомошная ивовая тундра. Координаты: 72° 23' 1" с. ш., 126° 28' 55" в. д., тип почвы: аллювиальная надмерзлотно-оглеенная.

Участок № 10: край первой террасы на острове Самойловский, м н. у. м. — 10, г. с. с. — 95 см. Растительный покров: дриадово-зеленомошная тундра. Координаты: 72° 23' 1" с. ш., 126° 28' 57" в. д., тип почвы: аллювиальная надмерзлотно-оглеенная.

Для проведения агрохимического анализа почву высушивали при комнатной температуре, размалывали в ступке и просеивали через сито с диаметром ячеек 0,25 мм. Степень насыщенности почв основаниями рассчитывалась по результатам определения гидролитической кислотности и суммы обменных оснований по методу Каппена [22]. Содержание гумуса определяли по методу Тюрина [22]. Для определения общего содержания биогенных (B, Ca, Co, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Ni, P, S и Zn) и абиогенных (Al, Cd, Hg и Pb) элементов навески 1 г сухой измельченной почвы (2-кратная повторность) минерализовали в смеси концентрированной HNO_3 и 38 % H_2O_2 (1:1) при 70 °C в течение 5 часов с использованием графитовой системы DigiBlock (LabTech, Италия). Затем разбавленную в 20 раз бидистиллированной водой пробу отстаивали и отбирали надосадочную жидкость для анализа. Для определения водорастворимых форм этих элементов к 250 мг сухой измельченной почвы добавляли 10 мл бидистиллированной воды, встряхивали в течение 1 часа на качалке и центрифугировали 15 мин при 4 °C и 9000 об./мин. К супернатанту до-

бавляли HNO_3 до конечной концентрации 2 % для предотвращения развития микроорганизмов. Содержание элементов в надосадочных жидкостях и супернатантах определяли с помощью эмиссионного спектрометра ICPE-9000 (Shimadzu, Япония) по стандартной методике производителя.

Статистический анализ данных проводили с помощью программного обеспечения STATISTICA v. 10 ("TIBCO Software Inc.", США). Кластерный анализ выполняли методом Варда с использованием евклидовых расстояний. Для корреляционного анализа использовали коэффициенты корреляции Пирсона (r) и Спирмена (R).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Видовой состав растений на изученных участках представлен в табл. 1. Наиболее часто встречались дриада точечная, горец живородящий и ива сетчатая, которые были найдены на семи, шести и пяти участках соответственно. Остальные виды присутствовали на двух или трех участках. Арктоус альпийский, армерия приморская, грушанка круглолистная, ива аляскинская, ива (*Salix* sp.), камнеломка козлик, листовница Каяндера и пушица влагалищная обнаружены только на одном из участков (см. табл. 1). Наиболее бедными по видовому составу растений (по 4 вида) были участки № 1, № 6 и № 10, а максимальное видовое разнообразие (по 7 видов) обнаружено на участках № 4 и № 7. На всех участках, кроме № 5 и № 8, присутствовали мохообразные, видовой состав которых не изучался.

Содержание гумуса в исследованных образцах почв варьировало (табл. 2). Самое низкое содержание гумуса 0,38 % выявлено на участке № 3 (коренной берег), глубина сезонно-талого слоя которого (60 см) довольно велика для данной местности, а видовой состав представлен 6 видами. Содержание гумуса негативно коррелировало с присутствием на данном участке лаготиса малого ($R = -0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$), смолевки узколистной ($R = -0,71$; $P = 0,021$; $n = 10$) и хвоща полевого ($R = -0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$), что свидетельствует о предпочтении этими видами почв с низким содержанием органического вещества. Максимальный процент содержания гумуса 1,78 и 2,26 % выявлен на участках № 5 и № 6 соответственно, находящихся в полигональной тундре на острове Сордох-Арыта Северный (рис. 1). Оба участка формировали единый кластер с высоким уровнем сходства суммарно по всем показателям почв, но не группировались по видовому составу высших растений (см. рис. 2д и 2е), не имея ни одного общего вида (см. табл. 1), что связано, по-видимому, с различными условиями формирования рельефа местности на данных территориях. Флора на этих участках была типична для полигональной тундры (см. табл. 1). Ранее было показано, что почвы дельты реки Лены характеризуются высоким запасом гумуса. Наибольшая степень гумификации органических веществ выявлена в почвах с острова Самойловский, которые являются относительно молодыми по сравнению с другими участками дельты реки Лены [23].

Участки № 4 и № 8, а также № 9 и № 10 формировали единые кластеры суммарно по всем показателям почв, но не группировались по видовому составу растений, имея по 2 и 1 общему виду соответственно, что, по-видимому, также связано с рельефом местности и условиями его формирования.

По показателю pH варьирование почв было от кислой (участки № 1 и № 3) и слабокислой (участки № 4 и № 7) до нейтральной (см. табл. 2). У участков № 1 и № 3 была максимальная гидролитическая кислотность почвы, которая также негативно коррелировала с $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ ($r = -0,66$; $P = 0,036$; $n = 10$) и в большей степени

Таблица 1

Виды высших растений, произрастающие на исследуемых участках дельты реки Лены

Table 1

Species of higher plants growing in the studied sites of the Lena River Delta

Виды растений	№ участка										Число участков с присутствием вида
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Арктоус альпийский (<i>Arctous alpina</i> (L.) Nied.)	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	1
Армерия приморская (<i>Armeria maritima</i> (Mill.) Willd)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+	1
Астрагал альпийский (<i>Astragalus alpinus</i> L.)	–	–	–	–	–	–	+	–	–	+	2
Дриада точечная (<i>Dryas punctata</i> Juz.)	+	+	+	+	–	+	+	–	–	+	7
Горец живородящий (<i>Bistorta vivipara</i> (L.) A.F. Gray.)	+	–	+	+	+	–	–	+	+	–	6
Горькуша тилезиуса (<i>Saussurea tilesii</i> Ledeb.)	–	+	–	–	–	–	+	–	–	–	2
Грушанка круглолистная (<i>Pyrola rotundifolia</i> L.)	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	1
Ива аляскинская (<i>Salix alaxensis</i> Cov.)	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	1
Ива шерстистая (<i>Salix lanata</i> L. s.l.)	–	–	–	–	–	–	+	+	+	+	4
Ива сетчатая (<i>Salix reticulata</i> L.)	+	+	+	+	–	+	–	–	–	–	5
Ива (<i>Salix</i> sp.)	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	1
Камнеломка козлик (<i>Saxifraga hirculus</i> L.)	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–	1
Камнеломка Нельсона (<i>Saxifraga nelsoniana</i> D. Don)	–	–	+	+	–	–	+	–	–	–	3
Копеечник арктический (<i>Hedysarum arcticum</i> B. Fedtsch.)	+	+	–	–	+	–	–	+	+	–	5
Лаготис малый (<i>Lagotis minor</i> (Willd.))	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	2
Лиственница Каяндера (<i>Larix cajanderi</i> Mayr.),	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	1
Пижма дваждыперистая (<i>Tanacetum bipinnatum</i> (L.) Sch. Bip.)	–	–	–	–	+	–	–	+	+	–	3
Пушица влагалищная (<i>Eriophorum vaginatum</i> L.)	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
Смолевка узколистная (<i>Silene stenophylla</i> Ledeb.)	–	–	+	+	–	–	–	–	–	–	2
Хвощ полевой (<i>Equisetum arvense</i> L.)	–	–	+	+	–	–	–	+	+	–	4
Количество видов на участке	4	5	6	7	5	4	7	6	6	4	

Примечание. Присутствие или отсутствие растений на участке обозначено знаком + или – соответственно.

Note. The presence or absence of plants on the site is indicated by a + or – sign, respectively.

Агрохимические показатели почв исследуемых участков дельты реки Лены

Table 2

Agrochemical parameters of soils in the studied sites of the Lena River Delta

№ участка	Содержание гумуса, %	pH_{H_2O}	pH_{KCl}	Гидролитическая кислотность, мг-экв / 100 г	Сумма обменных оснований, мг-экв / 100 г	Насыщенность основаниями, %	Нитраты, мг NO_3^- / 100 г
1	1,20	7,77	4,48	1,01	10,02	82	13,3
2	0,90	7,13	6,36	0,21	13,18	98	8,1
3	0,38	6,34	4,30	1,55	4,12	73	2,3
4	0,50	6,80	5,25	0,72	5,84	89	14,5
5	1,78	8,05	6,58	0,11	2,03	95	13,5
6	2,26	7,55	5,89	0,25	1,88	88	26,2
7	1,23	7,56	5,27	0,81	4,04	83	2,9
8	1,13	7,92	6,56	0,22	7,14	97	6,5
9	0,79	8,01	6,12	0,22	0,24	52	4,7
10	0,99	8,36	5,92	0,36	0,30	45	10,5



Рис. 1. Карта расположения исследуемых участков дельты реки Лены.

Места отбора проб указаны желтыми точками и порядковыми номерами

Fig. 1. Location map of the study sites in the Lena River Delta.

Sampling locations are indicated by yellow dots and ordinal numbers

с pH_{KCl} ($r = -0,96$; $P < 0,001$; $n = 10$). Это характерно для суглинистых и стратифицированных почв с участков, находящихся на берегу небольших водных объектов северной Якутии [24].

Негативная корреляция с pH_{H_2O} (обнаружена с присутствием на участках камнеломки Нельсона ($R = -0,65$; $P = 0,044$; $n = 10$), смолевки узколистной ($R = -0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$), лаготиса малого ($R = -0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$) и ивы сетчатой

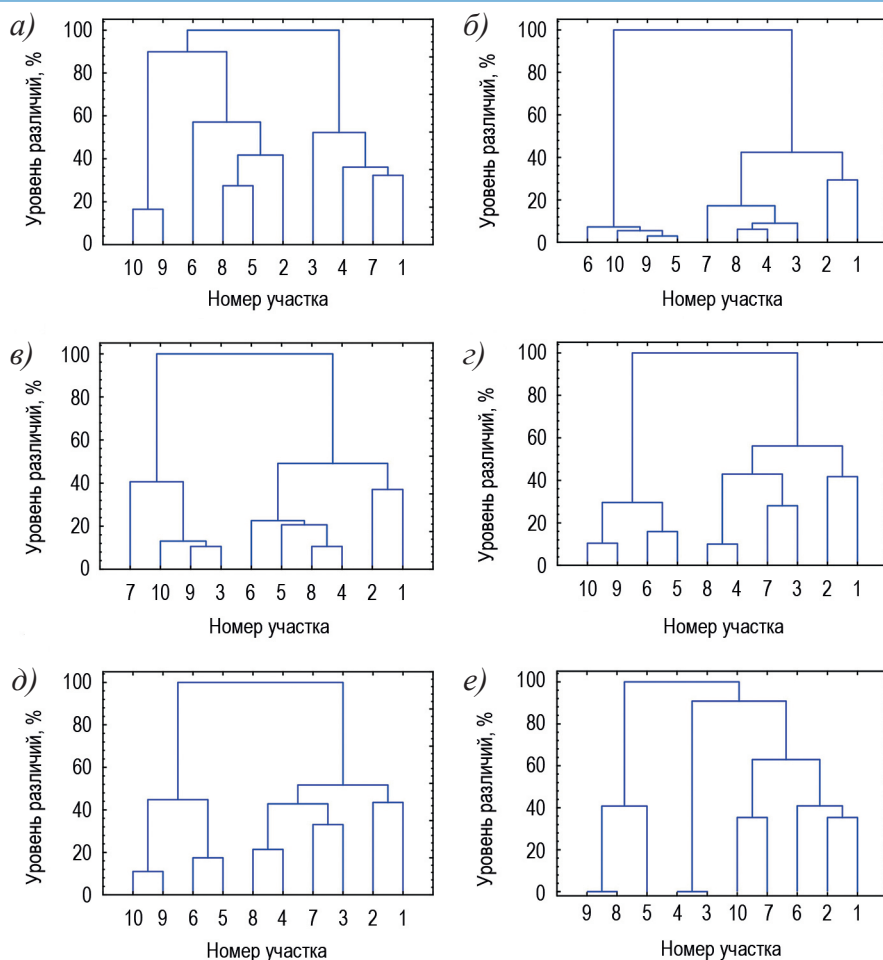


Рис. 2. Кластерные диаграммы, показывающие сходство изучаемых участков дельты реки Лены по параметрам агрохимических показателей (а), содержанию питательных макроэлементов в минерализованных образцах (б), содержанию водорастворимых форм питательных элементов (в), содержанию питательных макроэлементов суммарно в минерализованных образцах и водных вытяжках (г), суммарно по всем показателям почв (д) и по видовому составу растений участков (е)

Fig. 2. Cluster diagrams showing the similarity of the sites being studied in the Lena River Delta according to the parameters of agrochemical indicators (a), the content of macro-nutrients in mineralized samples (б), the content of water-soluble forms of nutrients (в), the content of macro-nutrients total in mineralized samples and water extracts (г), total for all soil parameters (д) and the plant species composition of the sites (е)

($R = -0,80$; $P = 0,005$; $n = 10$). Солевая pH_{KCl} негативно коррелировала с присутствием камнеломки Нельсона ($R = -0,65$; $P = 0,044$; $n = 10$) и дриады точечной ($R = -0,72$; $P = 0,018$; $n = 10$). Присутствие двух последних видов растений положительно коррелировало ($R = +0,65$; $P = 0,043$; $n = 10$), а присутствие пижмы дваждыперистой негативно коррелировало ($R = -0,65$; $P = 0,043$; $n = 10$) с гидролитической кислотностью почвы. Информация о корреляции между присутствием изучаемых видов

растений и pH или гидролитической кислотностью почвы весьма ограничена. Однако описано, что виды, для которых нами выявлена отрицательная корреляция с данными показателями, избегают заселения карбонатных почв с нейтральными значениями pH [25, 26].

Величины суммы обменных оснований и содержания нитратов в почве варьировали примерно в 50 и 10 раз в зависимости от участка соответственно (см. табл. 2). Наиболее высокие значения суммы обменных оснований были на участках № 1, № 2 и № 7, а наименьшие — на участках № 6, № 9 и № 10. Насыщенность основаниями образцов почв, отобранных с участков № 1–8, была высокой (82 % ÷ 97 %), за исключением участков № 9 (52 %) и № 10 (45 %). Наиболее высокие значения содержания нитратов были на участках № 1, № 4, № 5 и № 6, а наименьшие — на участках № 3, № 7 и № 9 (см. табл. 2). Однако корреляций между величинами этих параметров и присутствием определенных видов растений не выявлено.

В минерализованных образцах почв обнаружены очень высокие концентрации макроэлементов Ca и Mg (табл. 3), а также Al и Fe (табл. 4). Концентрации этих и других питательных макро- и микроэлементов в несколько раз варьировали в зависимости от участка (см. табл. 3 и 4). Концентрации Mo, Cd, Hg и Pb в образцах были ниже предела обнаружения (данные не представлены). Присутствие на участках горькуши Тилезиуса коррелировало с содержанием Al ($R = +0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$), K ($R = +0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$) и Mg ($R = +0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$), присутствие смолевки узколистной и лаготиса малого коррелировало с содержанием Mn ($R = +0,70$; $P = 0,025$; $n = 10$), а присутствие ивы сетчатой коррелировало с содержанием Mn ($R = +0,66$; $P = 0,037$; $n = 10$), P ($R = +0,66$; $P = 0,037$; $n = 10$) и S ($R = +0,73$; $P = 0,016$; $n = 10$).

В водных вытяжках обнаружены только Al, Ca, Fe, Mg и Mn (табл. 5), что согласовывалось с высокой концентрацией этих элементов в минерализованных образцах и свидетельствовало об их высокой подвижности в изучаемых почвах. Варьирование образцов по содержанию водорастворимых форм элементов было

Таблица 3

Содержание питательных макроэлементов в минерализованных образцах почв

Table 3

Macronutrient content in mineralized soil samples

№ участка	Ca, г/кг	K, мг/кг	Mg, г/кг	P, мг/кг	S, мг/кг
1	3,0 ± 0,3	203 ± 102	2,9 ± 0,2	11,6 ± 1,3	841 ± 18
2	5,9 ± 0,6	459 ± 131	4,1 ± 0,1	9,8 ± 0,9	582 ± 32
3	2,4 ± 0,2	201 ± 117	3,6 ± 0,2	9,3 ± 0,7	349 ± 4
4	2,6 ± 0,3	220 ± 119	3,1 ± 0,1	7,4 ± 0,6	345 ± 13
5	1,1 ± 0,1	121 ± 31	1,7 ± 0,1	4,3 ± 0,3	136 ± 1
6	1,3 ± 0,1	139 ± 55	2,0 ± 0,2	4,7 ± 0,1	164 ± 2
7	1,9 ± 0,3	382 ± 159	3,8 ± 0,4	7,6 ± 0,2	302 ± 5
8	2,6 ± 0,6	219 ± 142	3,5 ± 0,6	7,1 ± 0,2	258 ± 46
9	1,0 ± 0,1	101 ± 26	1,9 ± 0,1	4,5 ± 0,2	122 ± 1
10	0,8 ± 0,1	72 ± 25	1,4 ± 0,1	4,0 ± 0,2	96 ± 10

Примечание. Среднее значение ± ошибка среднего ($n = 2$).

Note. Mean ± errors of the mean ($n = 2$).

Таблица 4

**Содержание алюминия и питательных микроэлементов
в минерализованных образцах почв**

Table 4

Content of aluminum and micronutrients in mineralized soil samples

№ участка	Al, г/кг	B, мг/кг	Co, мг/кг	Cu, мг/кг	Fe, г/кг	Mn, мг/кг	Ni, мг/кг	Zn, мг/кг
1	6,1 ± 0,4	42,0 ± 1,5	27,1 ± 0,5	11,9 ± 0,1	54 ± 6,5	144 ± 6	63 ± 2	70,5 ± 0,9
2	6,6 ± 0,3	15,3 ± 0,5	14,2 ± 0,1	15,2 ± 0,1	13 ± 1,5	127 ± 1	40 ± 1	98,0 ± 3,0
3	6,5 ± 0,4	12,0 ± 0,1	13,7 ± 0,3	7,1 ± 0,1	12 ± 1,1	173 ± 10	25 ± 1	42,6 ± 0,3
4	5,5 ± 0,3	10,9 ± 0,2	13,0 ± 0,2	6,8 ± 0,1	11 ± 2,1	168 ± 8	23 ± 1	35,0 ± 0,6
5	2,6 ± 0,1	6,2 ± 0,3	7,0 ± 0,3	3,4 ± 0,1	6 ± 0,3	79 ± 6	12 ± 1	20,4 ± 0,1
6	3,1 ± 0,5	6,7 ± 0,6	8,0 ± 0,8	3,4 ± 0,1	7 ± 0,8	98 ± 9	14 ± 2	23,4 ± 1,6
7	7,0 ± 0,8	16,2 ± 0,7	16,4 ± 1,0	9,2 ± 0,4	15 ± 2,0	113 ± 11	30 ± 2	46,0 ± 1,4
8	5,3 ± 0,7	10,6 ± 1,7	13,1 ± 1,8	6,6 ± 1,0	9 ± 2,0	139 ± 27	22 ± 3	38,2 ± 4,4
9	3,1 ± 0,3	7,1 ± 0,2	7,9 ± 0,5	2,8 ± 0,2	7 ± 0,5	70 ± 7	14 ± 1	21,9 ± 0,6
10	2,4 ± 0,2	5,4 ± 0,4	6,2 ± 0,4	2,1 ± 0,2	6 ± 0,3	63 ± 5	11 ± 1	17,0 ± 0,2

Примечание. Среднее значение ± ошибка среднего ($n = 2$).

Note. Mean ± errors of the mean ($n = 2$).

Таблица 5

**Содержание водорастворимых форм алюминия и питательных элементов
в почвах исследуемых участков**

Table 5

Content of water-soluble forms of aluminum and nutrients in the soils of the studied sites

№ участка	Al, мг/кг	Ca, мг/кг	Fe, мг/кг	Mg, мг/кг	Mn, мг/кг
1	2,9 ± 0,8	53 ± 5	27,2 ± 4,6	14,2 ± 1,2	0,31 ± 0,03
2	4,5 ± 1,6	83 ± 7	10,4 ± 3,2	13,5 ± 1,7	0,17 ± 0,05
3	4,6 ± 0,2	20 ± 3	14,2 ± 0,8	6,5 ± 0,6	0,67 ± 0,07
4	2,9 ± 0,3	43 ± 4	9,9 ± 1,1	19,0 ± 2,0	0,42 ± 0,05
5	1,5 ± 0,3	36 ± 4	7,0 ± 0,1	14,8 ± 1,5	0,25 ± 0,01
6	3,2 ± 0,2	19 ± 2	12,0 ± 0,4	12,7 ± 1,2	0,46 ± 0,05
7	8,3 ± 6,4	22 ± 6	23,7 ± 18,8	12,4 ± 4,9	0,57 ± 0,23
8	3,1 ± 0,7	40 ± 5	11,4 ± 1,3	15,6 ± 1,3	0,39 ± 0,01
9	4,9 ± 0,8	21 ± 1	16,1 ± 1,7	9,8 ± 0,3	0,64 ± 0,07
10	4,6 ± 0,3	14 ± 1	15,3 ± 0,4	6,8 ± 0,4	0,51 ± 0,02

Примечание. Среднее значение ± ошибка среднего ($n = 2$).

Note. Mean ± errors of the mean ($n = 2$).

выражено в меньшей степени, чем по содержанию элементов в минерализованных образцах, и корреляция значений этих показателей с присутствием определенных видов растений не обнаружено.

Высота участка над уровнем моря положительно коррелировала с присутствием дриады точечной ($r = +0,76$; $P = 0,010$; $n = 10$) и ивы сетчатой ($r = +0,84$; $P = 0,002$; $n = 10$), но отрицательно коррелировала с присутствием ивы шерстистой ($r = -0,71$; $P = 0,020$; $n = 10$) и пижмы влагищной ($r = -0,76$; $P = 0,010$; $n = 10$). Корреляций между глубиной сезонно-талого слоя участка и видовым составом растений не об-

наружено. Концентрации Ca, Fe, P, S, Zn, Co, Cu и Ni в минерализованных образцах позитивно коррелировали с высотой участка над уровнем моря (r варьировал от +0,74 до +0,93; $P > 0,014$; $n = 10$), а концентрации Al, K, Mg, P, S, Zn, Co, Cu и Ni отрицательно коррелировали с глубиной сезонно-талого слоя участка (r варьировал от -0,69 до -0,78; $P > 0,027$; $n = 10$).

Для выявления взаимосвязей между почвенными параметрами и видовым составом растений на изучаемых участках был проведен кластерный анализ данных. На рис. 2 представлены кластерные диаграммы, показывающие сходство и различие участков по различным группам проведенных анализов почв и их комбинаций (см. рис. 2а, б, в, г и д), а также по видовому составу растений (см. рис. 2е).

По стандартным агрохимическим показателям кластеризация участков была слабо выражена (см. рис. 2а), но по содержанию элементов в минерализованных образцах (см. рис. 2б) и в водных вытяжках (см. рис. 2в) участки группировались в два кластера на уровне 40 %÷60 % различий. Это отразилось на сходной группировке участков по содержанию питательных макроэлементов суммарно в минерализованных образцах и водных вытяжках (см. рис. 2г) и суммарно по всем показателям почв (см. рис. 2д). Такая кластеризация участков была во многом обусловлена высокой корреляцией между содержанием элементов в минерализованных пробах (данные не представлены). Но состав кластеров варьировал в зависимости от выбранной группы параметров.

Кластеризация участков по видовому составу растений была выражена очень слабо, и не удалось выявить кластеры с высоким или средним уровнем сходства (см. рис. 2е). Соответственно, не удалось обнаружить сходства кластерных диаграмм, построенных по почвенным параметрам и по видовому составу растений. Максимальным сходством обладали участки № 3 и № 4, а также участки № 8 и № 9 (см. рис. 2е). Однако это сходство не сохранялось при группировке по почвенным показателям (см. рис. 2а, б, в, г и д).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты показали, что видовой состав сосудистых растений слабо коррелирует со свойствами почв ключевых участков. В большей степени такие взаимосвязи проявляются для агрохимических показателей почвы. Например, лаготис малый, смолевка узколистная и хвощ полевой предпочитают участки с низким содержанием органического вещества в почве. Камнеломка Нельсона произрастала в основном на участках с низкими значениями pH и высокой гидролитической кислотностью почвы. В меньшей степени взаимосвязи видового состава растений проявляются с содержанием питательных макроэлементов (K, Mg, P и S) в изучаемых почвах. В этом отношении можно отметить горькушу Тилезиуса, присутствие которой на участках связано с высоким содержанием в почве этих макроэлементов. Можно выделить виды, растущие практически повсеместно на исследуемых территориях и слабо зависящие от характеристик почв, например: дриада точечная и горец живородящий. В противовес этим видам можно выделить пушицу влагилистную, которая обнаружена только на участке № 1 с самым богатым элементным составом, и армерию приморскую, найденную только на участке № 10 с самым бедным элементным составом по всем изучаемым показателям. Однако выявленные особенности проявляются в виде тенденций, и четких закономерностей взаимосвязи растительного покрова и показателей почв не прослеживается. Это наглядно продемонстрировано результа-

тами кластерного анализа полученных данных. Так, участки № 4 и № 8, № 9 и № 10, группировавшиеся в единые кластеры суммарно по всем показателям почв, имели только 2 и 1 общих вида растения соответственно, тогда как участки № 5 и № 6 — ни одного общего вида. Возможно, что слабость выявленных взаимосвязей, часто проявляющихся в виде тенденций, связана с ограниченным количеством изучаемых участков. Существенное увеличение выборки участков, а также включение в анализ дополнительных геоботанических показателей (проективное покрытие, индексы биоразнообразия и другие) необходимы для получения ответов на поставленные вопросы. Проведение таких более обширных и детальных исследований поможет оценить важность методов фитоиндикации для прогнозирования свойств почв по составу растительного сообщества.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа проведена при поддержке Российского научного фонда (грант № 20-76-10042).

Благодарности. Выражаем благодарность руководству и координаторам экспедиции «Лена 2021» за организацию и проведение экспедиции в район дельты реки Лены. Искренне благодарим Сергея Александровича Правкина (ААНИИ) за помощь в сборе и транспортировке семян бобовых культур. Выражаем благодарность коллективу научно-исследовательской станции «Остров Самойловский» и лично Федору Виссанионовичу Селяхову за предоставленный транспорт.

Conflict of interest. The authors have no competing interests.

Funding. The work was supported by the Russian Science Foundation (grant 20-76-10042).

Acknowledgments. We express our gratitude to the management and coordinators of the Expedition “Lena 2021” for organizing and conducting the expedition to the Lena River Delta. We are greatly thankful to Dr Sergey A. Pravkin (AARI) for assistance in collecting and transporting legume seeds. We are grateful to the staff of the Research Station Samoylov Island and to Fedor V. Selyakhov personally for the transport provided.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антропогенная динамика растительного покрова Арктики и Субарктики: принципы и методы изучения / Под. ред. Л. Ю. Буданцева, Б.А. Юрцева. СПб.: Ботанический институт РАН, 1995. 185 с.
2. Прокопьева К.О., Конюшкова М. В., Новикова Н. М., Соболев И.В. Цифровая фитоиндикация засоления почв в сухой степи (Республика Калмыкия) // Аридные экосистемы. 2021. Т. 27. № 2. С. 68–81. doi: 10.24411/1993-3916-2021-10152.
3. Бузук Г.Н. Экологические шкалы ЛГ Раменского: новые возможности // Бюллетень Брянского отделения РБО. 2018. № 1 (13). С. 37–43. doi: 10.22281/2307-4353-2018-1-37-43.
4. Корженевский В.В., Квитницкая А.А. Фитоиндикация рельефообразования и опыт ее применения // Бюллетень Государственного Никитского ботанического сада. 2010. № 100. С. 5–28.
5. Раменский Л.Г. Проблемы и методы изучения растительного покрова: Избранные работы. Л.: Наука. Ленинградское отделение, 1971. 335 с.
6. Цыганов Д.Н. Фитоиндикация экологических режимов в подзоне хвойно-широколиственных лесов. М.: Наука, 1983. 196 с.
7. Викторов С.В., Ремезова Г.Л. Индикационная геоботаника. М.: МГУ, 1988. 168 с.

8. Zverev A.A. Methodological aspects of using indicator values in biodiversity analysis // *Contemporary Problems of Ecology*. 2020. V. 13. № 4. P. 321–332. doi.org/10.1134/S1995425520040125.
9. Zonneveld I.S. Principles of bio-indication // *Environmental Monitoring and Assessment*. 1983. V. 3. P. 207–217. doi: 10.1007/978-94-009-6322-1_2.
10. Diekmann M. Species indicator values as an important tool in applied plant ecology — a review // *Basic and Applied Ecology*. 2003. V. 4. P. 493–506. doi: 10.1078/1439-1791-00185.
11. Дорохина З.П. Фитоиндикация процессов деградации почв: основные термины и определения // *Вестник науки*. 2018. Т. 3. № 8 (8). С. 229–237.
12. Иванова Е.Н. Некоторые закономерности строения почвенного покрова в тундре и лесотундре побережья Обской губы // *О почвах Урала, Западной и Центральной Сибири*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 49–116.
13. Ермохина К.А. Фитоиндикация стадий развевания песчаных отложений водоразделов в типичных тундрах Ямала // *Проблемы региональной экологии*. 2008. № 6. С. 78–84.
14. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
15. Polyakov V., Orlova K., Abakumov E. Soils of the Lena River Delta, Yakutia, Russia: Diversity, characteristics and humic acids molecular composition // *Polarforschung*. 2018. V. 88. P. 135–150. doi: 10.2312/polarforschung.88.2.135.
16. Polyakov V., Orlova K., Abakumov E. Landscape-dynamic aspects of soil formation in the Lena River Delta // *Czech Polar Reports*. 2018. V. 8. № 2. P. 260–274. doi.org/10.5817/CPR2018-2-22.
17. Raschke E.A., Savelieva L.A. Subrecent spore-pollen spectra and modern vegetation from the Lena River Delta, Russian Arctic // *Contemporary Problems of Ecology*. 2017. V. 10. P. 395–410. doi.org/10.1134/S1995425517040084.
18. Лащинский Н.Н. Сукцессионные системы растительного покрова различных геоморфологических уровней в дельте р. Лены // *Экология и география растений и растительных сообществ: Материалы IV Международной научной конференции, Екатеринбург, 16–19 апреля 2018 года*. Екатеринбург: Автономная некоммерческая организация высшего образования «Гуманитарный университет», 2018. С. 497–500.
19. Исаев А.П., Габышева Л.П., Михалева Л.Г., Соломонов Н.Г. Растительные сообщества острова Тит-ары (Восточная Сибирь) // *Современные проблемы науки и образования*. 2016. № 6. С. 527.
20. Габышева Л.П. Жизненные формы лиственницы Каяндера у северной границы ее распространения в Якутии // *Наука и образование*. 2017. № 1 (85). С. 104–109.
21. Исаев П., Габышева Л.П., Михалева Л.Г. Эколого-географические особенности лесного массива на острове Тит-Ары (дельта реки Лены) // *География и природные ресурсы*. 2016. № 2. С. 53–61.
22. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: МГУ, 1970. 487 с.
23. Поляков В.И., Абакумов Е.В. Особенности гумусообразования в почвах дельты реки Лены // *Почвы и окружающая среда*. 2021. Т. 4. № 4. doi: 10.31251/pos.v4i4.163.
24. Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В. Почвы северной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 304 с.
25. Кожеевников Ю.П., Журбенко М.П., Афонина О.М. Растительный покров островов Свердруп и Тройной, Карское море // *Арктические тундры Таймыра и островов Карского моря*. Т. 2. М.: ИПЭЭ РАН, 1994. С. 121–143.
26. Поспелов И.Н., Поспелова Е.Б. Флора сосудистых растений объекта всемирного наследия «Плато Путорана» и его буферной зоны (заповедник «Путоранский» и его охранный зона). М.: Товарищество науч. изд. КМК, 2021. 206 с.

REFERENCES

1. *Antropogennaja dinamika rastitel'nogo pokrova Arktiki i Subarktki: principy i metody izuchenija*. Anthropogenic dynamics of the Arctic and Subarctic plant cover: principles and methods of study. Edited by B.A. Jurcev. St. Petersburg: Komarov Botanical Institute, 1995: 185 p. [In Russian].
2. *Prokop'eva K.O., Konjushkova M.V., Novikova N.M., Sobolev I.V.* Digital Phytoindication of soil salinity in dry steppes (Republic of Kalmykia). *Aridnye jekosistemy*. Arid Ecosystems. 2021, 27 (2): 68–81. doi: 10.24411/1993-3916-2021-10152. [In Russian].
3. *Buzuk G.N.* Ecological scales of L.G. Ramensky: new features. *Bjulleten' Brjanskogo otdelenija RBO*. Bulletin of Bryansk department of RBS. 2018, 1 (13): 37–43. doi: 10.22281/2307-4353-2018-1-37-43. [In Russian].
4. *Korzhenevskij V.V., Kvitnickaja A.A.* Phytoindication of relief formation and experience of its application. *Bjulleten' Gosudarstvennogo Nikitskogo botanicheskogo sada*. Bulletin of the State Nikitsky Botanical Garden. 2010, 100: 5–28. [In Russian].
5. *Ramenskij L.G.* *Problemy i metody izuchenija rastitel'nogo pokrova: Izbrannye raboty*. Problems and methods of studying the vegetation cover. Selected works. Leningrad: Nauka, 1971: 335 p. [In Russian].
6. *Cyganov D.N.* *Fitoindikacija jekologicheskikh rezhimov v podzone hvojno-shirokolistvennyh lesov*. Phytoindication of ecological regimes in subzone of coniferous-deciduous forests. Moscow: Nauka, 1983: 196 p. [In Russian].
7. *Viktorov S.V., Remezova G.L.* *Indikacionnaja geobotanika*. Indicative Geobotany. Moscow: Moscow State University, 1988: 168 p. [In Russian].
8. *Zverev A.A.* Methodological aspects of using indicator values in biodiversity analysis. *Contemporary Problems of Ecology*. 2020, 13 (4): 321–332. doi.org/10.1134/S1995425520040125.
9. *Zonneveld I.S.* Principles of bio-indication. *Environmental Monitoring and Assessment*. 1983, 3: 207–217. doi: 10.1007/978-94-009-6322-1_2.
10. *Diekmann M.* Species indicator values as an important tool in applied plant ecology — a review. *Basic and Applied Ecology*. 2003, 4: 493–506. doi: 10.1078/1439-1791-00185.
11. *Dorohina Z.P.* Phytoindication of soil degradation processes: basic terms and definitions. *Vestnik nauki*. Science Bulletin. 2018, 8 (8): 229–237. [In Russian].
12. *Ivanova E.N.* Some regularities of the soil cover in the tundra and forest tundra of the Ob Bay coast. *O pochvah Urala, Zapadnoj i Central'noj Sibiri*. About Soils of the Urals, Western and Central Siberia. Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1962: 49–116. [In Russian].
13. *Ermohina K.A.* Phytoindication of stages of dispersal of sandy sediments of watersheds in typical tundras of Yamal. *Problemy regional'noj jekologii*. Problems of regional ecology. 2008, 6: 78–84. [In Russian].
14. *Bol'shijanov D.Ju., Makarov A.S., Shnajder V., Shtof G.* *Proishozhdenie i razvitie del'ty reki Leny*. Origin and development of the Lena River Delta. St. Petersburg: Arctic and Antarctic Research Institute, 2013: 268 p. [In Russian].
15. *Polyakov V., Orlova K., Abakumov E.* Soils of the Lena River Delta, Yakutia, Russia: Diversity, characteristics and humic acids molecular composition. *Polarforschung*. 2018, 88: 135–150. doi: 10.2312/polarforschung.88.2.135.
16. *Polyakov V., Orlova K., Abakumov E.* Landscape-dynamic aspects of soil formation in the Lena River Delta. *Czech Polar Reports*. 2018, 8 (2): 260–274. doi.org/10.5817/CPR2018-2-22.
17. *Raschke E.A., Savelieva L.A.* Subrecent spore-pollen spectra and modern vegetation from the Lena River Delta, Russian Arctic. *Contemporary Problems of Ecology*. 2017, 10: 395–410. doi.org/10.1134/S1995425517040084

18. Lashhinskij N.N. Successional vegetation systems on different geomorphological levels in Lena River Delta. *Jekologija i geografija rastenij i rastitel'nyh soobshhestv: Materialy IV Mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii*. Ecology and geography of plants and plant communities: IV International Scientific Conference. Ekaterinburg, 2018. P. 497–500. [In Russian].
19. Isaev A.P., Gabysheva L.P., Mihaleva L.G., Solomonov N.G. Diversity of plant communities of Tit-Ary Islands (Eastern Siberia). *Sovremennye problemy nauki i obrazovanija*. Modern Problems of Science and Education. 2016, 6: 527–536. [In Russian].
20. Gabysheva L.P. Life Forms of *Larix Cajanderi* stems near Northern Tree Line in Yakutia. *Nauka i obrazovanie*. Science and Education. 2017, 1 (85): 104–109. [In Russian].
21. Isaev P., Gabysheva L.P., Mihaleva L.G. Ecologo-geographical characteristics of the forest range in Tit-Ary Island (Delta of the Lena River). *Geografija i prirodnye resursy*. Geography and Natural Resources. 2016, 2: 53–61. [In Russian].
22. Arinushkina E. V. *Rukovodstvo po himicheskomu analizu pochv*. A guide in chemical analysis of soils. Moscow: Moscow State University Publishers, 1970: 487 p. [In Russian].
23. Poljakov V.I., Abakumov E.V. Humus formation in soils of the Lena River Delta. *Pochvy i okruzhajushhaja sreda*. The Journal of Soils and Environment. 2021, 4 (4): 1–16. doi: 10.31251/pos.v4i4.163. [In Russian].
24. Elovskaya L.G., Petrova E.I., Teterina L.V. *Pochvy severnoj Jakutii*. Soils of northern Yakutia. Novosibirsk: Nauka, 1979: 304 p. [In Russian].
25. Kozhevnikov Yu.P., Zhurbenko M.P., Afonina O.M. Vegetation cover of Sverdrup and Troinoy islands, Kara Sea. *Arkticheskie tundry Taimyra i ostrovov Karskogo moria*. Arctic tundras of Taimyr and Kara Sea islands. V. 2. Moscow: IPPE RAS, 1994: 121–143. [In Russian].
26. Pospelov I.N., Pospelova E.B. *Flora sosudistykh rastenij ob'ekta vseirnogo nasledii «Plato Putorana» i ego bufernoi zony (zapovednik «Putoranskii» i ego okhrannaia zona)*. Flora of vascular plants of the world heritage site “Putorana Plateau” and its buffer zone (reserve “Putoransky” and its buffer zone). Moscow: Association of scientific ed. KMK, 2021: 206 p. [In Russian].

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-244-263>

УДК 551.794, 551.583.7



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

История растительности и пожаров арктической части Пур-Тазовского междуречья в голоцене

Н.В. Шефер^{1,2*}, Т.А. Бляхарчук^{1,2}, С.В. Лойко¹,
Л.С. Шумиловских³, И.И. Гуреева¹

¹ — Томский государственный университет, Томск, Россия

² — Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
Томск, Россия

³ — Гёттингенский университет им. Георга-Августа, Гёттинген, Германия

*vhifz@mail.tsu.ru

Резюме

Чтобы реконструировать голоценовую историю растительности и пожаров современной южной тундры в нижнем течении р. Таз, мы провели палинологические исследования торфяных и подстилающих озерных отложений, сформированных за последние 11,2 кал. тыс. л. согласно полученным 8 радиоуглеродным датировкам. В ходе исследования были обнаружены: 31 пыльцевой таксон, 4 таксона споровых растений, 2 типа спор грибов, один вид раковинной амебы и зеленая водоросль. На исследуемом участке выделено несколько этапов в развитии местного водно-болотного биоценоза, реконструирована история растительного покрова региона. 11,2 кал. тыс. л. н. на исследуемой территории преобладали луга, группы деревьев в зарослях кустарников и озерно-болотные комплексы. Луга постепенно дополнялись высокопродуктивными травянистыми сообществами влаголюбивых растений, которые затем преобразовались в болота и тундровые комплексы в середине голоцена. Установлены временные периоды локальных пожаров. Пожар, который в наибольшей степени затронул растительность на исследуемом участке, произошел в период 8,1 кал. тыс. л. н. Выявлены периоды наименьшей и наибольшей пожарной активности — 7,6–5,5 кал. тыс. л. н. и 11,2–8 кал. тыс. л. н. соответственно.

Ключевые слова: Арктика, голоцен, динамика растительности, Западная Сибирь, микроугольковый анализ, палинологический анализ, пожары.

Для цитирования: Шефер Н.В., Бляхарчук Т.А., Лойко С.В., Шумиловских Л.С., Гуреева И.И. История растительности и пожаров арктической части Пур-Тазовского междуречья в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. № 2. С. 244–263. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-244-263>.

Поступила 16.01.2023

После переработки 13.03.2023

Принята 16.06.2023

History of vegetation and fires in the Arctic part of the Pur-Taz interfluvium in the Holocene

Nikita V. Shefer^{1,2*}, Tatiana A. Blyakharchuk^{1,2}, Sergey V. Loiko¹,
Lyudmila S. Shumilovskikh³, Irina I. Gureyeva¹

¹ — Tomsk State University, Tomsk, Russia

² — Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

³ — Georg-August-University of Göttingen, Göttingen, Germany

*vchifz@mail.tsu.ru

Summary

The global climate change and significantly increased anthropogenic pressure on the Arctic and Subarctic regions require modern ecosystem monitoring and understanding of the past environmental changes. Vegetation history is reflected by pollen spectra recorded in peat deposits, investigation of which is one of the main methods in the research of long-term climatic changes. In order to reconstruct the vegetation and fire history of today's south tundra in the lower reaches of the Taz river, we carried out palynological exploration of peat and underlying lake sediments covering the last 11.2 cal ka BP in the Tazovsky district of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug (Russia). In the course of the research, we found 31 pollen taxa, 4 taxa of spore plants, 2 types of fungal spores, one species of shell amoeba and green algae. We have identified several stages in the development of the local wetland biocenosis at the study site and reconstructed the history of changes in the vegetation cover of the region, including changes in the composition of the woody vegetation. Grasslands, with groups of trees among thickets of shrubs and lake-mire complexes dominated in the study area by 11.2 cal ka BP. The grasslands were gradually supplemented by wet grass communities, which were then replaced by swamps and tundra complexes in the mid-Holocene. The time periods of the local fires have been established. The fire that had the greatest effect on the vegetation at the study site was detected in the period of 8.1 cal ka BP. We have revealed periods of the least fire activity — 7.6–5.5 cal ka BP and the highest fire activity — 12.5–8 cal ka BP.

Keywords: fires, Holocene, micro-charcoal analysis, palynological analysis, the Arctic, vegetation dynamics, Western Siberia.

For citation: Shefer N.V., Blyakharchuk T.A., Loiko S.V., Shumilovskikh L.S., Gureyeva I.I. History of vegetation and fires in the Arctic part of the Pur-Taz interfluvium in the Holocene. *Arctic and Antarctic Research*. 2023, 69 (2): 244–263. [In Russian]. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-244-263>.

Received 16.01.2023

Revised 13.03.2023

Accepted 16.06.2023

ВВЕДЕНИЕ

Южная тундра составляет 6 % территории Арктики и Субарктики Западной Сибири, 29 % этого региона занято болотами [1]. Болота Арктики и Субарктики служат важным звеном в глобальном балансе углерода. Для этих территорий характерно присутствие вечной мерзлоты в почвах. Современное потепление климата приводит к таянию мерзлоты с порой катастрофическими последствиями. Насколько эти явления обусловлены природной динамикой климата, а насколько — антропогенным влиянием, возможно оценить, только рассматривая долговременные изменения климата. Однако инструментальные наблюдения изменений климата охватывают лишь последнее столетие. Как изменялся климат в течение более длительного времени (столетий и тысячелетий) и какие изменения в ландшафтах севера он вызывал, можно исследовать, лишь используя палеоэкологические методы. Среди последних наиболее информативным является палеопалинологический метод, поскольку он позволяет

реконструировать разные компоненты природы — растительный покров, климат, распространение пожаров и даже направление ветров, преобладавших в прошлом. Однако особенностью палеопалинологических данных является неоднородность составляющих пыльцевые спектры компонентов. Последние по происхождению можно разделить на локальные, сублокальные, субрегиональные и региональные. Для правильной оценки доли указанных компонентов в пыльцевом спектре необходимо знать местную флору и особенности организации растительного покрова. Выявление движущих факторов изменений растительного покрова и климата в регионе возможно лишь при четком отделении явлений локального происхождения (например, саморазвитие болотного массива или озера) от явлений, вызванных глобальными изменениями климата (например, промерзание талых болот в результате позднего-лоценового похолодания) [2].

Решение отмеченных проблем возможно при использовании комплексных палеоэкологических исследований торфяных и озерных отложений, включающих высокоразрешающий спорово-пыльцевой анализ и радиоуглеродное датирование. Изменения растительности отражаются в ископаемых пыльцевых спектрах, зафиксированных в торфяных отложениях болот. В свою очередь, изменения климата приводят к изменению растительного покрова. Но не только климат вызывает изменения растительного покрова. Это происходит также в результате закономерного саморазвития болот, накапливающих торф, изменения геохимического статуса ландшафтов, антропогенного воздействия и др. Важно правильно оценивать причинно-следственные связи в природе. В этом отношении природные ландшафты арктических, субарктических и бореальных регионов, богатые торфяными отложениями болот, являются перспективным объектом для палеореконструкций прошлых изменений климата и ландшафтов.

Для зон современной южной кустарниковой тундры и лесотундры на территории России проведено множество работ по реконструкции растительности и климата в голоцене с применением палинологического анализа [3–6]. Ряд работ по изучению отложений Ямало-Гыданской провинции и особенностей формирования торфяников на севере Западной Сибири рассматриваются в публикации С.М. Фотиева [7]. Однако в ней нет данных для юго-восточной оконечности провинции, где ранее уже проводились палеопалинологические исследования, совмещенные с исследованиями ботанического состава торфа [8, 9]. Проводилась реконструкция основных климатических изменений [10] и палеопожаров [8].

Выполненные для севера Пур-Тазовского междуречья реконструкции растительности [8, 9] существенно различаются между собой по региональному компоненту, несмотря на довольно незначительное расстояние между этими разрезами (~80 км), что вызывает потребность в дополнительных данных. Реконструкция палеопожаров, выполненная ранее [8], выявила незначительную роль пожаров в регионе (за исключением раннего голоцена).

Цель данного исследования состояла в реконструкции изменений растительности, климата и динамики пожаров в голоцене вблизи современной границы тундры и лесотундры в субарктической части Пур-Тазовского междуречья на основе данных радиоуглеродной геохронологии, спорово-пыльцевого анализа, включая микроутолчки, непыльцевые палиноморфы (НПП) и изменение концентрации пыльцы. Объектом исследования явились торфяные и подстилающие их озерные отложения, отобранные

в виде колонки длиной 400 см из центра полигона полигонального болота в Тазовском районе Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО).

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор торфяной колонки СКТ-15-3Д из мерзлого полигонального болота (67° 21' 25" с. ш.; 78° 42' 11" в. д.; 9 м над уровнем моря) произведен в 2015 г. недалеко от поселка Тазовский в южной тундре, расположенной в северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья (Западно-Сибирская равнина). В административном отношении это Тазовский район Ямало-Ненецкого автономного округа (Россия).

Рельеф

Изученное полигональное болото (рис. 1) расположено на северо-востоке Пур-Тазовского междуречья, на левобережном террасовом комплексе реки Таз. Почвы представлены чередующимися в пространстве участками с преобладанием на поверхности пылеватых супесей, суглинков, реже глин и песков. Минералогический состав отложений преимущественно полевошпато-кварцевый [11]. Многолетняя мерзлота имеет сплошное распространение. В пределах террас распространены пологоволнистые дренированные равнины, расчлененные балочно-речной сетью и плоские слабоволнистые заозеренные равнины с большим числом хасыреев [12]. В этой части междуречья высока степень заболоченности и заозеренности [13, 14]. Отсутствие обнаженных коренных пород и наличие мощного слоя четвертичных отложений (глины, глинистых и песчаных грунтов) типично для региона [15], что обусловлено распространением многолетней мерзлоты и равнинностью территории [16].

В этой болотной подзоне преобладают реликтовые полигональные болота, расположенные в мезопонижениях рельефа [7]. Микрорельеф полигональных болот представлен чередованием повышений (полигонов) и вытянутых межполигональных понижений (трещин) [17]. На болотах, в зависимости от условий дренажа, образуются различные формы рельефа: на слабодренированных участках — полигонально-валиковые болота, на сильно дренированных — полигональные торфяники.

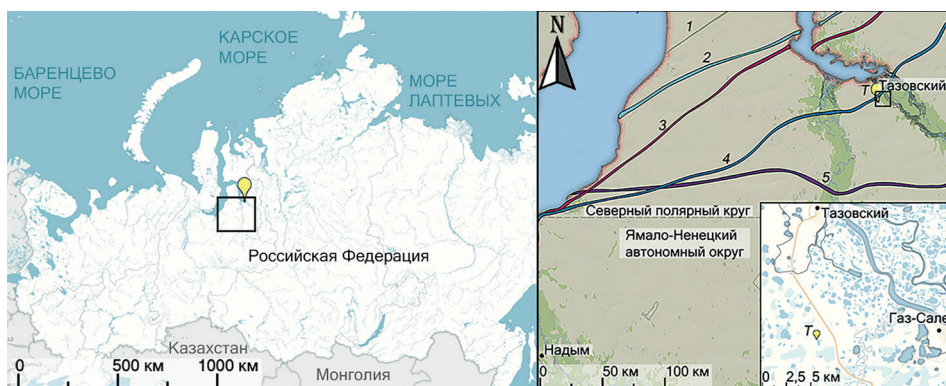


Рис. 1. Район исследования с северными границами распространения деревьев и кустарников [20].

T — место отбора колонки СКТ-15-3Д; линиями показаны северные границы распространения: *Larix sibirica* Ledeb. (1), *Sorbus sibirica* Hedl. (2), *Betula pubescens* Ehrh. (3), *Picea obovata* Ledeb. (4), *Padus avium* Mill. (5)

Fig. 1. Area of research with north limits of trees and tall shrubs [20].

T — the place of column selection (СКТ-15-3Д); the lines show the northern boundaries of distribution of *Larix sibirica* (1), *Sorbus sibirica* (2), *Betula pubescens* (3), *Picea obovata* (4), *Padus avium* (5)

Полигональные торфяники часто разрушаются в результате береговой абразии около озер, при этом плоские бугры нередко становятся выпуклыми [18].

Климат

По данным наблюдений ближайшей к месту исследования метеорологической станции в пос. Тазовский (67° 28' с. ш.; 78° 44' в. д.) за 1991–2021 гг. [19], средняя температура самого холодного месяца (январь) составляет –25,4 °С, самого теплого (июль) — +14,4 °С, среднегодовая температура — –6,8 °С. Среднегодовое количество осадков достигает 515 мм, самый засушливый месяц — февраль (22 мм), самый дождливый — август (71 мм).

Растительность

Согласно зональной структуре растительного покрова Западной Сибири, субарктическая часть Пур-Тазовского междуречья находится в подзоне южной тундры [1].

Южная тундра представлена зональными сообществами ерниковых и ивняковых кустарничково-зеленомошных бугорковатых и пятнисто-бугорковатых тундр, ерниковых и ивняковых кустарничково-лишайниково-зеленомошных бугорковатых тундр. На плоских слабодренлируемых участках развиты ерниковые и ивняковые, местами с ольховником травяно-кустарничково-зеленомошные заболоченные тундры. На дренированных повышенных участках распространены редко кустарниковые кустарничково-мохово-лишайниковые тундры. На склонах увалов в южной части встречаются ивняково-ерниковые с ольховником кустарничково-мохово-лишайниковые тундры, которые часто сочетаются с лиственничными редколесьями, расположенными на склонах или вершинах холмов [1]. На рис. 1 показаны северные границы распространения некоторых видов деревьев и кустарников по материалам атласа ЯНАО [20].

В регионе исследования выделяют два основных типа топяных ландшафтов [14]: осоковые топи, со стоячими водами, где сфагновые мхи и кустарнички *Ericaceae* растут только на редких кочках, и низины, заросшие сфагновыми мхами. Полигональные болота представлены сухими полигонами, растительный покров которых состоит из лишайников, сфагновых мхов, эрикоидных кустарничков и карликовых берез. Полигоны разделены трещинами, заполненными влаголюбивыми травяно-моховыми сообществами, состоящими из сфагновых мхов, осоки, пушицы и андромеды.

Пойменная растительность субарктических тундр представлена динамическими рядами разнотравно-злаковых лугов с хвощево-пушицево-злаковыми группировками на ранних стадиях развития, ивняков, кустарничково-травяно-моховых с ивой и ерником и ивняково-ерниково-ольховниковых тундр и участков осоково-гипновых болот [1].

Для зоны характерны хасыреи, представляющие собой котловины осушенных термокарстовых озер. После осушения озера вода может задерживаться во впадинах его дна, образуя небольшие неглубокие озера. Наряду с высокопродуктивными травянистыми сообществами в котловинах осушенных озер широко распространены сфагновые мхи, пушица и осока [15, 21].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Колонка СКТ-15-3D была отобрана летом 2015 г. из центра полигона, на плоскобугристом болоте в Тазовском районе, ЯНАО (см. рис. 1). Из-за присутствия мерзлоты отложения отбирались колонковым геологическим бурением, буровой установкой вращательного типа УКБ-12/25-01 (Россия, Екатеринбург, ООО «Маши-

ностроительный завод им. В.В. Воровского») со «стаканом» длиной один метр и диаметром 59 мм. Полученный при бурении керн был представлен торфом (0–340 см) и озерными отложениями (340–400). После бурения керн нарезался на образцы толщиной 2,5 см, которые упаковывались в герметичные пакеты.

Химическая обработка материала для спорово-пыльцевого анализа проводилась в лабораторных условиях по методу Эрдтмана [22] с применением ацетоллиза. Образцы колонки с глубины 320 см и ниже содержали силикаты и нуждались в дополнительной обработке плавиковой кислотой (HF). Для определения концентрации палиноморф в образцы добавляли таблетки с известным количеством спор *Lycopodium* [23].

Концентрация пыльцы на см^3 (K) подсчитывалась по формуле:

$$K = k_0 l_{mt} / l_{m0},$$

где k_0 — количество пыльцы в образце; l_{mt} — количество маркерного *Lycopodium* в таблетке; l_{m0} — количество маркерного *Lycopodium* в образце.

Определение и подсчет палиноморф в препаратах проводили с использованием светового микроскопа “Zeiss Axiolab A1” при увеличении 400× и 1000×. При определении пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений, спор мхов и сосудистых споровых растений использовали «Определители» пыльцы и спор [24–26]. Для определения непыльцевых палиноморф (НПП) использовалась база данных НПП [27]. Подсчет палиноморф в образце производился до 500 пыльцевых зерен.

Подсчет углей производился одновременно с подсчетом палиноморф. Угли делили на 4 фракции по размеру: 10–25 мкм, 25–50 мкм, 50–100 мкм и более 100 мкм (использовался окуляр с встроенной линейкой).

Построение спорово-пыльцевой диаграммы было выполнено в программе “Tilia” [28]. При построении палинологической диаграммы данные по пыльце и спорам растений были рассчитаны в процентах от суммы всех пыльцевых зерен и спор растений. Данные о присутствии в спектрах НПП даны в абсолютных величинах. Данные о присутствии в спектрах углей показаны в виде концентрации от маркера *Lycopodium. Betula nana* L. в современной южной тундре представлена как в форме кустарника (на возвышенностях, в зарослях ольхи), так и в форме кустарничка (болота, тундра). При построении диаграммы пыльца *Betula nana* была включена в группу кустарников.

Чтобы установить возраст отложений, была проведена радиоуглеродная датировка 8 образцов. 7 датировок сделаны по торфу, 1 — по растительным остаткам. Образцы для датирования отбирались из той же колонки, что и на спорово-пыльцевой анализ. Торфяные отложения были датированы конвенционным методом в Киевской радиоуглеродной лаборатории (Украина), растительные остатки датированы методом AMS в лаборатории радиоуглеродного анализа в Познани (Польша) (табл. 1). Калибровка дат проводилась в программе “OxCal 4.4 Online” [29], даты в 95,4 % диапазоне вероятности были получены с использованием калибровочной кривой “intcal20” [30].

Глубинно-возрастная модель для колонки построена на основе радиоуглеродного датирования с применением пакета “rbacon” для R [31] и калибровочной кривой “intcal20”. При построении модели была проведена граница изменения скорости осадконакопления на уровне 35 см.

Для определения границ палинозон применялся ограниченный кластерный анализ (CONISS) [32], выполненный в программе “Tilia”, для которого были использова-

ны пыльцевые таксоны, встреченные более чем в 4 спектрах. Для пыльцевых данных колонки выделено 2 палинозоны, каждая из которых разделена на 3 подзоны (рис. 3).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Глубинно-возрастная модель

Глубинно-возрастная модель для колонки построена на основе 6 радиоуглеродных дат (табл. 1). Из материала, отобранного на глубинах 275–277,5 и 320–322,5 см, не удалось выделить достаточного количества углерода, датировки, полученные для этих образцов, не обладают достоверностью и в модели отмечены как «выбросы». Результаты датирования материала с глубины 7,5–10 см не позволяют точно определить возраст образца, повышенное содержание ^{14}C указывает на современный возраст образца (моложе 1950 г.).

Глубинно-возрастная модель для колонки (рис. 2) охватывает 11,2 кал. тыс. л. Результаты радиоуглеродного датирования приведены ниже (см. таблицу).

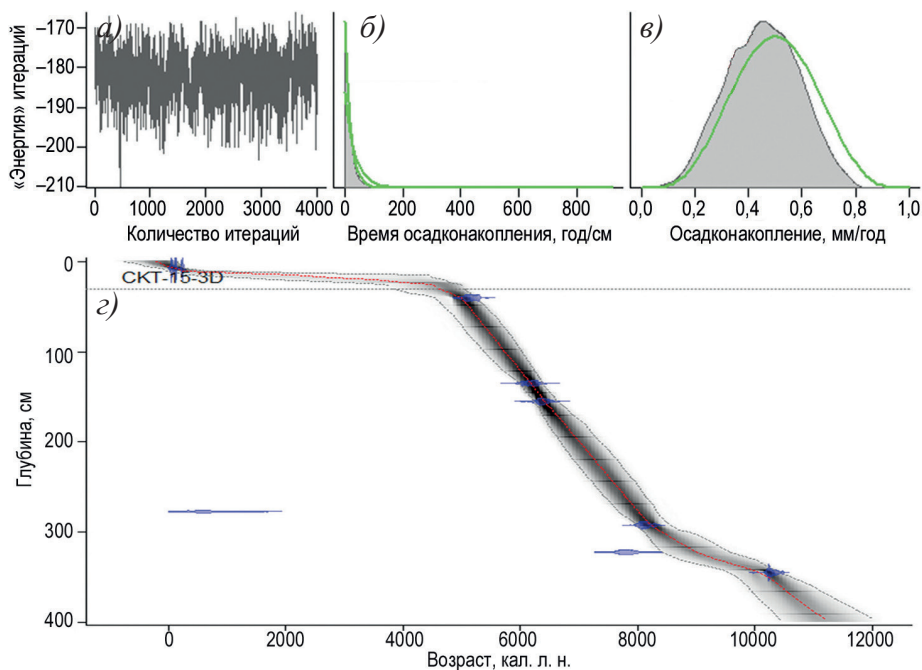


Рис. 2. Глубинно-возрастная модель для колонки CKT-15-3D:

a) — график случайности симуляции, рассчитанный моделью, где показана «энергия» или «пригодность» всех итераций МСМС (Марковская цепь Монте-Карло), выполненных в ходе построения модели; б) — график отражающий время осадконакопления (год/см), рассчитанный моделью (параметры модели: форма осадконакопления (acc. shape): 1,1; среднее значение скорости осадконакопления (acc. mean): 20, 35); в) — график зависимости скорости осадконакопления между соседними глубинами (для создания модели были использованы настройки по умолчанию, сечение модели (section) составляет 82,5 см); г) — график глубинно-возрастной модели для ядра CKT-15-3D

Fig. 2. Age-depth model for column CKT-15-3D:

a) — The simulation randomness graph calculated by the model, which shows 'fit' or 'energy' of all MCMC (Markov Chain Monte Carlo) iterations of the run.; б) — Graph reflects sedimentation time (yr/cm) calculated by the model (model settings: accumulation shape: 1,1; accumulation mean: 20, 35); в) — Graph of the dependence of accumulation rate between neighbouring depths (we used default settings in model, section 82,5 cm); г) — Age-depth model graph for column CKT-15-3D

Результаты радиоуглеродного датирования

Table

Results of radiocarbon dating

Глубина, см	Материал датирования	Лабораторный номер	Возраст ^{14}C (некалиброванный)	Возраст ^{14}C (кал. тыс. л. н., 2σ)
7,5–10	Торф	Ki-20118	104,6% $\pm$ 0,9% pMC	Современный
37,5–40	Торф	Ki-20119	4510 $\pm$ 50	5316–5031 (91,2 %)
132,5–135	Торф	Ki-20120	5410 $\pm$ 90	6353–5993 (91,9 %)
152,5–155	Торф	Ki-20121	5580 $\pm$ 90	6566–6263 (88,8 %)
275–277,5	Торф	Ki-20123	600 $\pm$ 300	877–* (95%)
290–292,5	Торф	Ki-20122	7310 $\pm$ 80	8226–7972 (83,2 %)
320–322,5	Торф	Ki-20124	6980 $\pm$ 140	8039–7572 (94,8 %)
342,5–345	Растительные остатки	Poz-83157	9100 $\pm$ 50	10409–10187 (94,7 %)

Примечание. * — невозможно определить вероятностный возрастной диапазон даты при калибровке датировки.

Note. * — it is not possible to determine the probabilistic age range of the date when calibrating the dating.

Изменение концентрации пыльцы

В исследованных озерных отложениях в период с 11,2 до 10 кал. тыс. л. н. (400–340 см) наблюдается увеличение концентрации пыльцы до 63–347 тыс. п. з. на см^3 (тысяч пыльцевых зерен на см^3). Около 10,7 кал. тыс. л. н. (375 см) наблюдается значительный всплеск концентрации пыльцы в отложениях (до 483 тыс. п. з. на см^3). В образцах, относящихся к периоду 8,9–7,9 кал. тыс. л. н. (340–270 см), наблюдается относительно высокое значение концентрации пыльцы (75–374 тыс. п. з. на см^3). В большинстве образцов периода 7,9–4,9 кал. тыс. л. н. (270–37,5 см) концентрация пыльцы сохраняется на низком уровне (19–84 тыс. п. з. на см^3), за исключением периодов 7,4–7,1 кал. тыс. л. н. (235–200 см) и 6,4–5,7 кал. тыс. л. н. (155–100 см), во время которых концентрация пыльцы значительно увеличивается и составляет 123–322 тыс. п. з. на см^3 и 115–322 тыс. п. з. на см^3 соответственно. Приблизительно 4 кал. тыс. л. н. (25 см) концентрация пыльцы в отложениях значительно увеличивается и составляет 230–372 тыс. п. з. на см^3 . В отложениях, датированных как современные, значение концентрации составляет 10 тыс. п. з. на см^3 .

Спорово-пыльцевой анализ

В ходе исследования в колонке обнаружены: 31 пыльцевой таксон, 4 таксона споровых растений, 2 типа спор грибов, один вид раковинных амеб и зеленая водоросль *Pediastrum* sp. (см. рис. 3).

Описание пыльцевых зон и подзон

СКТ1а (400–340 см, 11,2–9,7 кал. тыс. л. н.). В спектрах подзоны доминирует пыльца древесных растений (35,5–67,8 %), основную долю среди которой составляет пыльца березы пушистой *Betula pubescens* (33,2–65 %). Значительно обилие пыльцы кустарников (15,8–27,7 %). Участие пыльцы трав и кустарничков составляет 13,1–22,7 % от общего спектра. Среди трав выделяется повышенное обилие пыльцы злаков Poaceae и осоковых Cyperaceae. Присутствует пыльца *Artemisia* sp. и Chenopodiaceae. Участие спор в спектрах уменьшается от 19 до 2,3 %. Среди спор

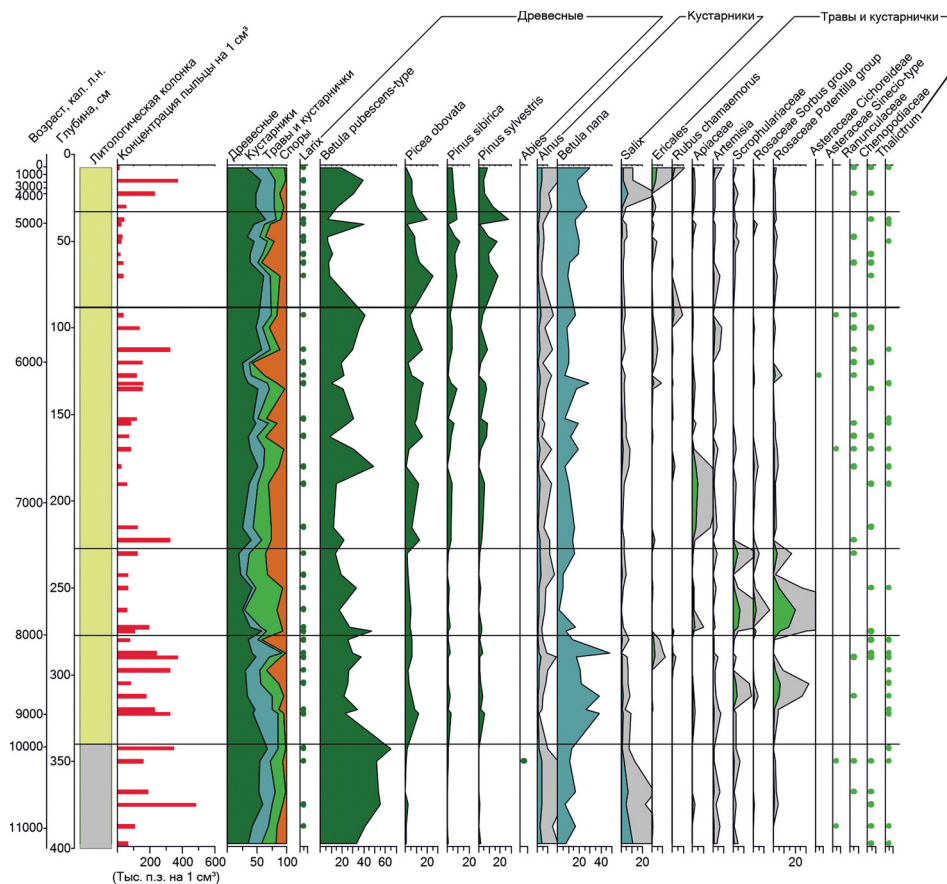
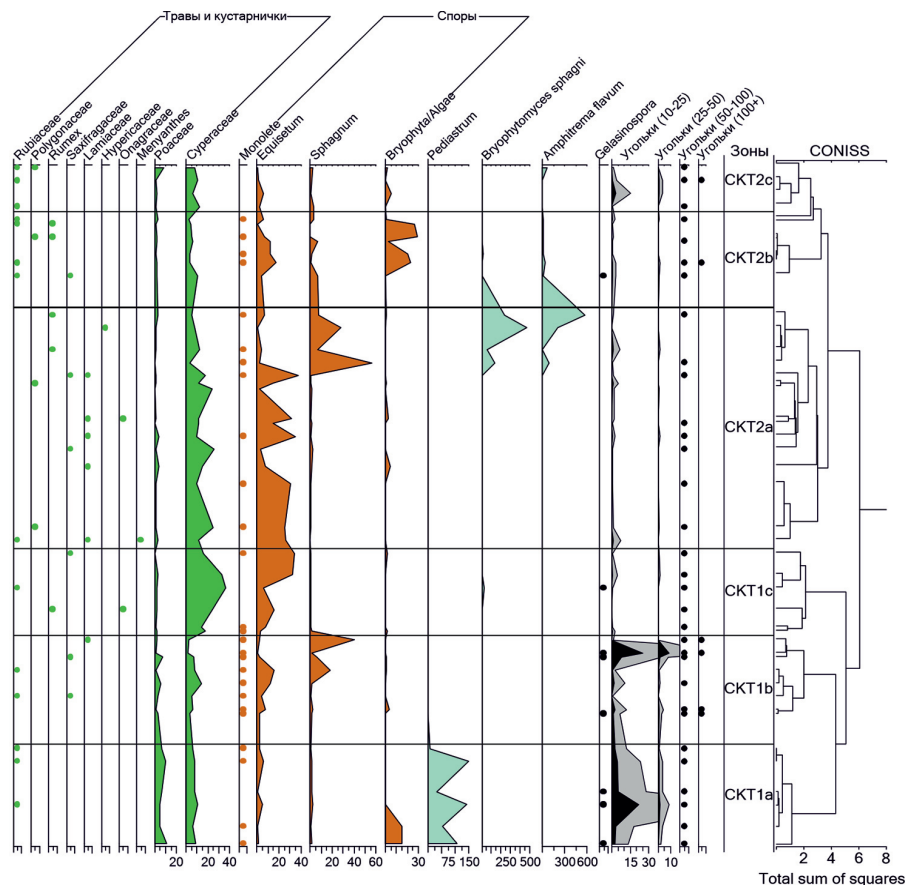


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма
Fig. 3. Spore-pollen diagram



колонки CKT-15-3D
for column CKT-15-3D

отмечено присутствие *Equisetum* и *Sphagnum*, в начале периода значительно обилие спор из сводной группы Bryophyta/Algae (15 %).

СКТ1b (340–278 см, 9,7–8 кал. тыс. л. н.). В спектрах подзоны участие пыльцы древесных растений снижается, составляя от 30,1 до 48,1 %. Заметно снижается обилие пыльцы березы пушистой. Обилие *Picea obovata* увеличивается (2–12%). Доля пыльцы кустарников увеличивается (22,3–50 %). Среди них доминирует *Betula nana*, обилие других кустарников снижается. Травы составляют 5,7–29,7 % от пыльцевого спектра, наиболее значительно участие Poaceae, Cyperaceae, группы *Potentilla*, Scrophulariaceae и порядка Ericales таксонов. Участие спор увеличивается (2,2–42,9 %), наиболее значительно участие *Equisetum* sp. и *Sphagnum* sp.

СКТ1c (278–228 см, 8–7,3 кал. тыс. л. н.). Обилие пыльцы *Betula nana* и *Salix* sp. в спектрах значительно снижается, общее обилие пыльцы кустарников составляет 3,2–18,3 %. В большинстве спектров подзоны доминирует пыльца трав (26,9–56,2 %). В их составе наиболее значительно участие пыльцы Cyperaceae (13,7–36,1 %), Scrophulariaceae (0,9–6,4 %) и группы *Potentilla* (0,3–20,5 %). Значительно увеличивается обилие спор *Equisetum* sp., участие *Sphagnum* sp. уменьшается.

СКТ2a (228–90 см, 7,3–5,5 кал. тыс. л. н.). Общее обилие пыльцы древесных увеличивается (25–61,1 %), доминирует *Betula pendula*-type (8,3–49,1 %), увеличивается участие *Picea obovata* (0,7–24,9 %). Возрастает доля пыльцы кустарников (8,3–31,7 %), среди которых вновь доминирует *Betula nana* (6,8–28,8 %). Доля трав составляет 4,8–32,1 %, уменьшаясь к концу периода. Значительно участие спор (3,9–58,4 %), среди них наибольшее обилие имеют *Equisetum* sp. и *Sphagnum* sp.

СКТ2b (90–35 см, 5,5–4,7 кал. тыс. л. н.). Для этой зоны отмечено наибольшее участие пыльцы голосеменных (3,2–56,2 %), доля *Picea obovata* составляет 1,5–24,9 %. Увеличивается участие *Betula nana* (9,5–20,2 %). Доля трав уменьшается, составляя 6,8–16,8 % от общего спектра. В группе спор значительно увеличивается участие Bryophyta/Algae (0–28,8 %), участие прочих таксонов группы снижается.

СКТ2c (35–0 см, 4,7 кал. тыс. л. н. — современность). В группе древесных доминирует *Betula pendula*-type (15,2–39,3 %), участие *Picea obovata* (10,3–0,6 %) значительно уменьшается. Значительно участие кустарников (24,5–35,6 %), увеличивается обилие всех таксонов, составляющих группу. Доля кустарничков и трав увеличивается (10,4–27,7 %), среди них наибольшее обилие имеют Cyperaceae (5,7–12 %) и Poaceae (1,2–8,6 %), увеличивается доля порядка Ericales (0–4,4 %) и *Rubus chamaemorus* L. (0–2,9 %). Участие группы спор значительно уменьшается (2,7–11,5 %).

РЕКОНСТРУКЦИЯ И ДИСКУССИЯ

Реконструкция изменений локальной растительности

В период 11,2–10,2 кал. тыс. л. н. на месте отбора колонки СКТ-15-3D существовало озеро, о чем свидетельствует значительное количество водорослей Algae, *Pediastrum* sp., микрогольков и минеральная природа отложений. Вероятно, в этот период на границе палеоводоёма происходил процесс заболачивания, о чем косвенно свидетельствует участие в спектрах этого периода пыльцы группы *Potentilla* (вероятно, *Comarum palustre* L.) и *Equisetum* sp. Отложения периода 10,2–8 кал. тыс. л. н. представлены озерными осадками (340–350 см) и торфом (278–340 см). В этот период озеро сменилось эвтрофным болотом, что подтверждается изменением локального фитоценоза, в котором увеличилось участие зеленых и сфагновых мхов, растений группы *Potentilla*, хвощей и осоковых. Вероятно, уровень воды в формирующемся

болоте периодически повышался (в спектрах отмечались фрагменты водоросли *Pediastrum* sp.).

В период 8–7,4 кал. тыс. л. н. болото перешло из эвтрофной стадии в мезотрофную. Об этом свидетельствует значительное увеличение участия хвощей, осок, растений группы *Potentilla* и видов семейства Scrophulariaceae в локальном фитоценозе. В период 7,4–6,7 кал. тыс. л. н. в зоне отбора колонки локально существовало мезотрофное болото, в растительности доминировали хвощи, осоки, зонтичные, растения группы *Potentilla*, появилась вахта.

Мезотрофное болото сменилось олиготрофным в период 6,7–6 кал. тыс. л. н., о чем свидетельствует снижение обилия осок, растений группы *Potentilla* и увеличение участия видов порядка Ericales и *Rubus chamaemorus*. Примерно 6 кал. тыс. л. н. завершился переход болота в олиготрофную стадию, что проявилось в значительном увеличении роли сфагновых мхов, а также резко увеличившемся обилии спор гриба *Bryophytomyces sphagni* и раковин амебы *Amphitrema flavum*. Последние растительные сообщества сменились 5,4 кал. тыс. л. н. зелеными мхами, вероятно топяными, что косвенно подтверждается увеличением обилия хвощей. В период 5,2–1 кал. тыс. л. н. доминирующие виды в моховом покрове менялись несколько раз, окончательно сменившись сфагновыми мхами к настоящему времени.

Реконструкция изменений растительного покрова региона

11,2 кал. тыс. л. н. растительность региона была представлена редколесьями из березы пушистой и лиственницы в зарослях кустарников (*Alnus* sp., *Betula nana*) и лугами с участием злаков, лютиковых, норичниковых, маревых, розоцветных, гвоздичных, полыни и других сложноцветных. Из высших споровых растений отмечено присутствие хвощей, папоротников, сфагновых и зеленых мхов.

В период 9–8 кал. тыс. л. н. уменьшилось участие *Betula pubescens* в древесном ярусе, появились единичные деревья *Picea obovata*. В растительном покрове увеличилась доля *Betula nana*, участие прочих кустарников уменьшилось. В травяно-кустарничковом ярусе увеличилось участие болотных и влаголюбивых растений (осоковых, хвощей, розоцветных, вересковых, сфагновых мхов). На лугах появились яснотковые и камнеломковые, в то время как обилие злаков и сложноцветных уменьшилось. Примечательным является резкий всплеск обилия пыльцы карликовой березки и микроугольков на глубине около 280 см, после которого немедленно последовал максимум обилия спор сфагнума. Вероятно, глобальное похолодание 8,2 кал. тыс. л. н. вызвало промерзание и выпучивание ранее талого топяного болота и поселение на мерзлом бугре карликовой березки и сфагновых мхов.

8–7,4 кал. тыс. л. н. увеличилось участие *Betula pubescens*, участие кустарников *Salix* sp. и *Betula nana* в растительном покрове минимально. Возросло обилие трав, большее распространение получают луга. Вероятно, в этот период климат стал мягче, и мерзлое болото вернулось в талое состояние с доминированием топяных осок и зарослей *Comarum palustre*.

В период 7,4–5,7 кал. тыс. л. н. в древесном ярусе увеличилось участие ели, возросло обилие кустарников и таксономическое разнообразие травяно-кустарничкового яруса.

5,7–5 кал. тыс. л. н. в древесном ярусе растительных сообществ резко уменьшилось участие березы и возросло обилие *Picea obovata*. Примерно 5,5–5,4 кал. тыс. л. н. ель имела максимальное распространение в районе исследования, вероятно маркируя голоценовый оптимум. Это сопровождалось увеличением участия кедра и сосны

в южнее расположенных лесах. Об участии последних пород в лесах, окружающих болото, мы не можем говорить, поскольку обилие пыльцы сосны менее 20 % говорит о ее дальнем заносе. После этого участие ели в растительном покрове начинает прогрессивно сокращаться. В кустарниковом ярусе увеличилось участие *Betula nana*. В травяно-кустарничковом ярусе уменьшилось таксономическое разнообразие, обилие розоцветных, норичниковых, зонтичных и осоковых, увеличилось обилие злаков.

Период с 4,7 кал. тыс. л. н. до современности в древесном ярусе встречаются единичные березы и лиственницы в окружении крупных кустарников, ель покинула район исследования. Травяно-кустарничковый ярус стал сходен с современными сообществами южной тундры.

Концентрация пыльцы и скорость осадконакопления

Концентрация пыльцы в отложениях может меняться как в результате изменения биопродуктивности растительного покрова, так и в результате изменения скорости осадконакопления. В последнем случае при очень низкой скорости осадконакопления время экспонирования поверхности торфяника увеличивается и концентрация пыльцы в стандартном объеме осадка тоже увеличивается, поскольку она накапливается за большее число лет.

В болотах более южной, таежной зоны скорость аккумуляции торфа можно рассчитать, разделив мощность отложенного торфа на число лет, за которое эта толща торфа накопилась [33]. Но в зоне мерзлых плоскобугристых и крупнобугристых болот наличие мерзлотного пучения может искажать картину скорости торфонакопления, поэтому при оценке скорости торфонакопления мы опираемся на концентрацию пыльцы. При мерзлотном пучении поверхность болота поднимается, замедляется и прекращается торфонакопление (на стадии распространения лишайникового покрова). В результате поверхность мерзлого бугра дольше экспонируется и накапливает больше пыльцы, что вызывает увеличение концентрации пыльцы в отложениях. Таким образом, похолодание климата и мерзлотное пучение вызывают снижение скорости торфонакопления, но увеличивают концентрацию пыльцы. Однако эта зависимость не может распространяться на озерные отложения. Поэтому увеличение концентрации пыльцы в озерных отложениях свидетельствует о потеплении климата и увеличении биологической продуктивности ландшафта, а не о похолодании.

В исследованных озерных отложениях в период с 11,2 до 10 кал. тыс. л. н. наблюдается увеличение концентрации пыльцы. В озерных и в начале торфяных отложений (11,2–8,9 кал. тыс. л. н., 400–320 см) пиковые значения увеличения концентрации пыльцы совпадают с увеличением присутствия пыльцы древесных видов (*Betula pubescens* и *Picea obovata*) в спектрах этого периода.

В начальный период торфонакопления 8,9–7,9 тыс. кал. л. н. (325–270 см) наблюдается высокое значение концентрации пыльцы относительно последующих периодов, возможно, в этот период скорость накопления торфа была довольно низкой. Большее участие пыльцы *Picea obovata* и периодическое появление в отложениях этого периода фрагментов водоросли *Pediastrum* sp., вероятно, свидетельствуют о том, что периодическое повышение уровня воды в формирующемся болоте послужило дополнительным фактором, увеличившим пыльцевую концентрацию в отложениях этого периода за счет обогащения спектров пыльцой, переносимой поверхностными водами. О значительном повышении влажности и потеплении климата

может свидетельствовать начало распространения ели в растительном покрове и сокращение площадей открытых лугов в этот период.

В период 7,9–6,4 тыс. кал. л. н. (270–155 см) концентрация пыльцы сохраняется на относительно низком уровне, за исключением периода 7,4–7,1 тыс. кал. л. н., когда концентрация пыльцы скачкообразно увеличивается. 6,4–5,7 тыс. кал. л. н. (155–90 см) наблюдается новое увеличение концентрации пыльцы, что свидетельствует о замедлении скорости осадконакопления.

В период 5,7–4,9 (90–35 см) тыс. кал. л. н. наблюдается минимальная концентрация пыльцы, что свидетельствует о наибольшей скорости накопления торфа за исследованный период. Именно на этот период приходится голоценовый оптимум в районе исследования.

4 тыс. кал. л. н. наблюдается резкое увеличение концентрации пыльцы, что свидетельствует о значительном замедлении скорости осадконакопления. Резкое замедление скорости торфонакопления 8,2, 6 и 4 тыс. кал. л. н. могло быть вызвано мерзлотным пучением, периодически происходившим на талом топяном болоте. Это предположение подтверждается максимумами пыльцы и спор растений, произрастающих на мерзлых буграх *Betula nana*, *Sphagnum*, *Ericaceae*. Последний период промерзания 4 тыс. кал. л. н. стал окончательным, после него болото не вернулось в талое состояние.

Реконструкция истории пожаров в регионе

В большинстве образцов, соответствующих периоду 11,2–8 кал. тыс. л. н., наблюдается значительная концентрация угольков (за исключением спектров, соответствующих возрасту 8,7 кал. тыс. л. н. и 8,3 кал. тыс. л. н.). Максимальная концентрация угольков отмечена 11,2 кал. тыс. л. н. и 8,2 кал. тыс. л. н. Вероятно, в эти периоды, произошли наиболее масштабные пожары. Наличие спор гриба *Gelasinospora* sp. в спектрах, соответствующих возрасту 11,2 кал. тыс. л. н., 10,7 кал. тыс. л. н., 10,5 кал. тыс. л. н., 9 кал. тыс. л. н., 8,2 кал. тыс. л. н. и 8,1 кал. тыс. л. н., свидетельствует о локальном характере пожаров, произошедших в периоды, соответствующие этим образцам. Угли, отмеченные в других спектрах этого периода, вероятно, отражают региональные пожары.

Во всех образцах периода 8–4,7 кал. тыс. л. н. отмечено присутствие угольков. За этот период зафиксировано 2 локальных пожара, произошедших 7,6 кал. тыс. л. н. и 5,4 кал. тыс. л. н., о чем свидетельствует наличие спор гриба *Gelasinospora* sp. в образцах, соответствующих этим периодам. Концентрация угольков в образцах возрастом 7,5 кал. тыс. л. н., 6,9 кал. тыс. л. н., 6,5 кал. тыс. л. н., 5,3 кал. тыс. л. н., 5 кал. тыс. л. н., 4,9 кал. тыс. л. н., 4,7 кал. тыс. л. н. позволяет предположить региональный характер пожаров. Концентрация углей в остальных спектрах этого периода довольно мала, что, вероятно, свидетельствует о пожарах, произошедших за пределами региона.

В период с 4,7 кал. тыс. л. н. до современности отмечено значительное участие микроуглей, что, вероятно, связано с низкой скоростью накопления торфа.

Обсуждение

Результаты радиоуглеродного датирования показали, что примерно 4,7 кал. тыс. л. н. скорость торфонакопления значительно снизилась, торфяная залежь в диапазоне 40–10 см образовалась за последние 5000 лет. Замедление торфонакопления в результате похолодания было выявлено и в других работах в пределах Ямало-Гыданской провинции и Пур-Тазовского междуречья, в частности [7, 8, 9].

По данным колонки СКТ-15-3D древесный ярус сообществ 11,2–10 кал. тыс. л. н. был представлен редколесьями или отдельными группами деревьев (береза и лиственница), что согласуется с данными по Пур-Тазовскому междуречью, полуостровам Гыданский, Таймырский и Ямал [5, 8]. Анализ ботанических макроостатков в 85 км на юго-востоке [8] показал, что первое присутствие остатков ели в отложениях зафиксировано приблизительно 9 кал. тыс. л. н. Для южного Ямала [5] первая встреча ели отмечена несколько позже (8,1 кал. тыс. л. н.). По данным торфяника в 8 км на востоко-юго-восток [9] от места бурения колонки СКТ-15-3D, ель произрастала в регионе уже в период 9,6–9,3 кал. тыс. л. н. Результаты исследования колонки СКТ-15-3D указывают на то, что ель на севере Пур-Тазовского междуречья в период 9–8 кал. тыс. л. н. была представлена единичными деревьями либо произрастала в непосредственной близости от реки Таз, последнее можно предположить по данным торфяника «TZ» [9]. По результатам нашего исследования более значительное распространение ели на территории субарктической части Пур-Тазовского междуречья наблюдалось в период 7,4–4,7 кал. тыс. л. н. с максимумом участия 5,4 кал. тыс. л. н. На юге Ямала макроостатки ели пропадают из отложений около 6,4 кал. тыс. л. н., обилие пыльцы ели в спектрах этого периода также значительно уменьшается [5]. Исчезновение макроостатков ели в отложениях Пур-Тазовского междуречья [8] отмечено примерно 5,8 кал. тыс. л. н. Как литературные данные по району исследования [8, 9], так и материалы колонки СКТ-15-3D свидетельствуют, что ель покинула регион примерно 4,8–4,7 кал. тыс. л. н.

Развитие исследованного болота несколько отличалось от болот, исследованных ранее в регионе. Реконструированный в период 10,2–6,7 кал. тыс. л. н. болотный фитоценоз, вероятно, был похож на современный хасырей. В растительном сообществе одновременно присутствовали осоки, хвощи, сфагновые мхи и травяные влаголюбивые компоненты — зонтичные, норичниковые (вероятно, мытник), розоцветные, а также значительное, в сравнении с торфяником «TZ» [9], участие ив. Переход исследованного болота от мезотрофной стадии в олиготрофную произошел около 6 кал. тыс. л. н., в торфянике «РТ» [8] — приблизительно 5,4 кал. тыс. л. н., в торфянике «TZ» [9] — в последние 2,5 кал. тыс. л. н.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные палеопалинологические исследования позволили реконструировать динамику растительного покрова арктической части Пур-Тазовского междуречья и выявили несколько стадий в развитии озерно-болотного биоценоза с раннего голоцена до современности, происходивших на фоне изменений климата и пожарной активности.

1. За исследуемый период локальный водно-болотный биогеоценоз в месте исследования прошел несколько стадий развития. В начале палеоэкологической записи (11,2 кал. тыс. л. н.) в месте отбора колонки существовало озеро, в период 10–8 кал. тыс. л. н. сменившееся эвтрофным болотом, вероятно типа хасырея, постепенно перешедшим 8–7,4 кал. тыс. л. н. в мезотрофную стадию, в которой оно существовало на протяжении 7,4–6,7 кал. тыс. л. н. На этой стадии происходило неоднократное чередование зеленомошно-сфагново-кустарничковых сообществ и болотноотравно-мохово-осоковых сообществ. После 6 кал. тыс. л. н. болото перешло в олиготрофную стадию. Около 4 кал. тыс. л. н. произошло промерзание болта и сформировался мерзлый бугор.

2. Растительный покров района исследования в целом с раннего голоцена до современности претерпел следующие изменения. Начиная с 11,2 кал. тыс. л. н. растительность региона была представлена редколесьями из березы и лиственницы с зарослями кустарников и лугами. В период 9,5–8 кал. тыс. л. н. в растительном покрове увеличивается участие кустарников, кустарничков, трав и хвощей, участие *Betula pubescens* в древесном ярусе уменьшается, появляются единичные деревья *Picea obovata*. В период 8–7,4 кал. тыс. л. н. доминируют травы, увеличивается участие *Betula pubescens*, участие кустарников в растительном покрове минимально. В период 7,4–6,1 кал. тыс. л. н. увеличивается обилие кустарников и таксономическое разнообразие травяно-кустарничкового яруса. В период 7,2–4,7 кал. тыс. л. н. наблюдалось наибольшее участие ели в древесном ярусе сообществ. В период 5,5–4,7 кал. тыс. л. н. в древесном ярусе сообществ зоны резко уменьшается участие березы, увеличивается участие ели и кустарников, главным образом *Betula nana*, таксономическое разнообразие травяно-кустарничкового яруса уменьшается, формируются сходные с современными тундровые сообщества. Вероятно, около 4,7 кал. тыс. л. н. ель в районе исследования уже не произрастала. В период 4,7–1 кал. тыс. л. н. в древесном ярусе наблюдались единичные березы и лиственницы в окружении крупных кустарников, травяно-кустарничковый ярус стал сходен с современными сообществами южной тундры.

3. Максимумы концентрации пыльцы 8,2, 6 и 4 кал. тыс. л. н. в разрезе, вероятно, отражают замедление осадконакопления в результате похолодания, что подтверждается увеличением обилия локальных компонентов спектра, отражающих мерзлотное пучение (*Betula nana*, *Sphagnum* sp., *Ericales*, *Bryophytomyces sphagni*, *Amphitrema flavum*). Но увеличение концентрации пыльцы 10,7, 9 и 7,3 кал. тыс. л. н. является следствием повышения биопродуктивности растительного покрова в результате потепления, что подтверждается увеличением в спектре пыльцы ели и отсутствием индикаторов мерзлотного пучения. Минимальная концентрация пыльцы наблюдается 5,7–4,9 кал. тыс. л. н., что свидетельствует о наибольшей скорости накопления торфа за исследованный период (проявление голоценового оптимума в районе исследования).

4. Наиболее существенное влияние на растительность региона оказали пожары, произошедшие 11,2 кал. тыс. л. н. и 8,1 кал. тыс. л. н. Пожары, зафиксированные 11,2 кал. тыс. л. н., 10,9 кал. тыс. л. н., 10,7 кал. тыс. л. н., 10,2 кал. тыс. л. н., 8,5 кал. тыс. л. н., 7,5 кал. тыс. л. н. и 5,4 кал. тыс. л. н., имели локальный характер и не оказали существенного влияния на растительность региона. Наименьшая пожарная активность в регионе отмечена в период 7,5–5,4 кал. тыс. л. н.

Конфликт интересов. Отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ, проект № 23-27-00217 (Т.А. Бляхарчук) и программы развития Томского государственного университета «Приоритет-2030» (И.И. Гуреева, Н.В. Шефер).

Благодарности. Авторы признательны А. А. Кузнецову (Томский государственный университет) за помощь в организации экспедиций в Ямало-Ненецкий автономный округ. Авторы благодарны анонимным рецензентам за внимание к рукописи и замечания.

Competing interests. Authors have no competing interests.

Funding. This work was carried out with the financial support of the RSF, project № 23-27-00217 (T.A. Blyakharchuk,) and Tomsk State University Development Programme “Priority-2030” (I.I. Gureyeva, N.V. Shefer).

Acknowledgments. The authors are grateful to A. A. Kuznetsov for the organizing of expeditions in Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. The authors are grateful to anonymous reviewers for their attention and comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ильина И.С., Лапина Е.И., Лавренко Н.Н., Мельцер Л.И., Романова Е.А., Богоявленский Б.А., Махно В.Д. Растительный покров Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1985. 251 с.
2. Бляхарчук Т.А., Курьина И.В., Пологова Н.Н. Позднеголоценовая динамика растительного покрова и увлажненности климата Юго-восточного сектора Западно-Сибирской равнины по данным палинологического и ризоподного исследования торфяных отложений // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2019. № 45. С. 164–189.
3. Andreev A.A., Klimanov V.A., Sulerzhitsky L.D. Vegetation and climate history of the Yana River lowland, Russia, during the last 6400 yr // Quaternary Science Reviews. 2001. V. 20. P. 259–266.
4. Andreev A.A., Siebert C., Klimanov V.A., Derevyagin A.Y., Shilova G.N., Melles M. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia // Quat. Res. 2002. V. 57. P. 138–150.
5. Панова Н.К., Трофимова С.С., Антипина Т.Г., Зиновьев Е.В., Гилев А.В., Ерохин Н.Г. Динамика растительности и экологических условий в голоцене на Южном Ямале (по данным комплексного анализа отложений реликтового торфяника) // Экология. 2010. № 1. С. 22–30.
6. Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // Quaternary International. 1997. V. 41/42. P. 71–96.
7. Фомин С. М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Криосфера земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 3–15.
8. Peteet D., Andreev A., Bardeen W., Mistretta F. Long-term Arctic peatland dynamics, vegetation and climate history of the Pur-Taz region, Western Siberia // Boreas. 1998. V. 27. P. 115–126.
9. Pastukhov A., Marchenko-Vagapova T., Loiko S., Kaverin D. Vulnerability of the ancient peat plateaus in Western Siberia // Plants. 2021. V. 10. Issue 12. P. 2813.
10. Andreev A., Klimanov V. Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia // Journal of Paleolimnology. 2000. V. 24. P. 81–91.
11. Слагода Е.А., Новосёлов А.А., Королева Е.С., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Зазовская Э.П. Следы криогенных процессов в поздненеоплейстоценовых отложениях Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири // Криосфера Земли. 2022. Т. 26. № 1. С. 21–35.
12. Loiko S., Klimova N., Kuzmina D., Pokrovsky O. Lake drainage in permafrost regions produces variable plant communities of high biomass and productivity // Plants. 2020. V. 9. Issue 7. P. 867.
13. Лазуков Г.И. Геоморфологическое районирование севера Западно-Сибирской равнины // Природные условия западной Сибири. 1975. Вып. 5. С. 20–37.
14. Zarov E.A., Golubyatnikov L.L., Lapshina E.D., Loyko S.V. Vegetation and soils of tundra landscapes in the Pur-Taz interfluvial region // Biol. Bull. Russ. Acad. Sci. 2021. V. 48. P. 118–127.
15. Khitun O., Rebristaya O. Anthropogenic impacts on habitat structure and species richness in the west Siberian Arctic. Wilderness in the Circumpolar North: searching for compatibility in ecological, traditional, and ecotourism values. Ogden: Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 2002. P. 85–95.

16. Шполянская Н. А. Основные закономерности распространения вечной мерзлоты Западной Сибири и этапы ее развития // Природные условия западной Сибири. 1971. Вып. 1. С. 102–123.
17. Бабкин Е.М., Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Мониторинг изменений рельефа полигональных торфяников, примыкающих к автодороге Заполярное — Тазовский // Проблемы Арктики и Антарктики. 2022. Т. 68. № 4. С. 384–405. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-4-384-405>.
18. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А., Инишева Л.И., Курнишкова Т.В., Слуга З.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула: Гриф и К°, 2001. 584 с.
19. Архив климатических данных. URL: <https://ru.climate-data.org>. (дата обращения: 23.02.2023).
20. Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа. Омск: ФГУП «Омская картографическая фабрика», 2004. 303 с.
21. Лойко С.В., Кузьмина Д.М., Климова Н.В. Ландшафтная характеристика осушенных термокарстовых озер южной тундры Западной Сибири // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. 2018. Вып. 4. № 101. С. 13–17.
22. Erdtman G. An Introduction to pollen analysis. Waltham: Chronica Botanica, 1943. 239 p.
23. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et Spores. 1971. V. 13. P. 615–621.
24. Куприянова Л.В., Алёшина Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1972. 171 с.
25. Куприянова Л.В., Алёшина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. *Lamiaceae-Zygophyllaceae*. Л.: Наука, 1978. 184 с.
26. Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. Споры папоротникообразных и пыльцы голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1983. 208 с.
27. Non-Pollen Palynomorph Image Database. URL: <https://non-pollen-palynomorphs.uni-goettingen.de/> (дата обращения: 06.03.2023).
28. Grimm E.C. Tilia and tiliagraph. Springfield: Illinois State Museum, 1991. 101. p.
29. OxCal online 4.4.4. URL: <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html#> (дата обращения: 06.03.2023).
30. Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., FogtmannSchulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 calkBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. P. 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>.
31. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Anal. 2011. V. 6. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-ba618>.
32. Grimm E.C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // Computers & Geosciences. 1987. V. 13. Issue 1. P. 13–35.
33. Lapshina E.D., Pologova N.N., Mouldiyarov E.Ya. Patter of development and carbon accumulation in homogenous sphagnum fuscum-peat deposit on the south of West Siberia // West Siberian Peatlands and carbon Cycle: past and present. Новосибирск: ООО «Агентство Сиб-принт», 2001. P. 101–104.

REFERENCES

1. Il'ina I.S., Lapshina E.I., Lavrenko N.N., Mel'tser L.I., Romanova E.A., Bogoiavlenskii B.A., Makhno V.D. *Rastitel'nyi pokrov Zapadno-Sibirskoi ravniny*. Vegetation cover of the West Siberian Plain. Novosibirsk: Nauka, 1985: 251 p. [In Russian].
2. Bliakharchuk T.A., Kur'ina I.V., Pologova N.N. Late-Holocene dynamics of vegetation cover and humidity of climate in the southeastern sector of the West Siberian Plain according to the data of palynological and rhizopod research of peat deposits. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. Biologiya*. Tomsk State University Journal of Biology. 2019, 45: 164–189. [In Russian]. <https://doi.org/10.17223/19988591/45/9>.
3. Andreev A.A., Klimanov V.A., Sulerzhitsky L.D. Vegetation and climate history of the Yana River lowland, Russia, during the last 6400 yr. *Quaternary Science Reviews*. 2001, 20: 259–266.
4. Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A., Derevyagin A.Y., Shilova G.N., Melles M. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia. *Quat. Res.* 2002, 57: 138–150.
5. Panova N.K., Trofimova S.S., Antipina T.G., Zinov'ev E.V., Gilev A.V., Erokhin N.G. Dynamics of vegetation and ecological conditions in the Holocene in the South Yamal (according to the complex analysis of deposits of the relict peat bog). *Ekologiya*. Ecology. 2010, 1: 22–30. [In Russian].
6. Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene. *Quaternary International*. 1997, 41/42: 71–96.
7. Fotiev S.M. Arctic peatlands of the Yamal-Gydan province of Western Siberia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, 21 (5): 3–15. [In Russian].
8. Peteet D., Andreev A., Bardeen W., Mistretta F. Long-term Arctic peatland dynamics, vegetation and climate history of the Pur-Taz region, Western Siberia. *Boreas*. 1998, 27: 115–126. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1998.tb00872.x>.
9. Pastukhov A., Marchenko-Vagapova T., Loiko S., Kaverin D. Vulnerability of the ancient peat plateaus in Western Siberia. *Plants*. 2021, 10 (12): 2813.
10. Andreev A., Klimanov V. Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia. *Journal of Paleolimnology*. 2000, 24: 81–91. <https://doi.org/10.1023/A:1008121917521>.
11. Slagoda E.A., Novoselov A.A., Koroleva E.S., Kuznetsova A.O., Butakov V.I., Tikhonravova I.A.V., Zazovskaia E.P. Traces of cryogenic processes in the Late Pleistocene sediments of the Pur-Taz interfluvium (West Siberia). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2022, 26 (1): 21–35. [In Russian].
12. Loiko S., Klimova N., Kuzmina D., Pokrovsky O. Lake drainage in permafrost regions produces variable plant communities of high biomass and productivity. *Plants*. 2020, 9 (7): 867.
13. Lazukov G.I. Geomorphological zoning of the North of the West Siberian Plain. *Prirodnye usloviia zapadnoi Sibiri*. Natural conditions of Western Siberia. 1975, 5: 20–37. [In Russian].
14. Zarov E.A., Golubyatnikov L.L., Lapshina E.D., Loyko S.V. Vegetation and soils of tundra landscapes in the Pur-Taz interfluvial region. *Biol. Bull. Russ. Acad. Sci.* 2021, 48: 118–127. <https://doi.org/10.1134/S1062359022010186>.
15. Khitun O., Rebristaya O. Anthropogenic impacts on habitat structure and species richness in the west Siberian Arctic. *Wilderness in the Circumpolar North: searching for compatibility in ecological, traditional, and ecotourism values*. Ogden: Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 2002: 85–95.
16. Shpolianskaia N.A. The main regularities of the distribution of permafrost in Western Siberia and the stages of its development. *Prirodnye usloviia zapadnoi Sibiri*. Natural conditions of Western Siberia. 1971, 1: 102–123. [In Russian].
17. Babkin E.M., Babkina E.A., Leibman M.O., Khairullin R.R., Khomutov A.V. Monitoring of the relief changes in polygonal peat plateaus adjacent to the highway Zapolyarnoe — Tazovsky.

Problemy Arktiki i Antarktiki. Arctic and Antarctic Research. 2022, 68 (4): 384–405. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2022-68-4-384-405>. [In Russian].

18. Liss O.L., Abramova L.I., Avetov N.A., Berezina N.A., Inisheva L.I., Kurnishkova T.V., Sluka A.A., Tolpysheva T.Iu., Shvedchikova N.K. *Bolotnye sistemy Zapadnoi Sibiri i ikh prirodookhrannoe znachenie*. Bog systems of Western Siberia and their environmental significance. Tula, Grif i K°, 2001: 584 p. [In Russian].

19. Climate Data Archive. Available at: <https://ru.climate-data.org>. (accessed 23.02.2023).

20. *Atlas Iamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga*. Atlas of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. Omsk: Federal State Unitary Enterprise “Omsk Cartographic Factory”, 2004: 303 p. [In Russian].

21. Loiko S.V., Kuz'mina D.M., Klimova N.V. Landscape characteristics of drained thermokarst lakes in the southern tundra of Western Siberia. *Nauchnyi vestnik Iamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga*. Scientific Bulletin of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug. 2018, 4 (101): 13–17. [In Russian].

22. Erdtman G. An introduction to pollen analysis. Waltham: Chronica Botanica, 1943: 239 p.

23. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*. 1971, 13: 615–621.

24. Kupriianova L.V., Aleshina L.A. *Pyl'tsa i spory rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR*. Pollen and spores of flora of the European part of the USSR. Leningrad: Nauka, 1972: 171 p. [In Russian].

25. Kupriianova L.V., Aleshina L.A. *Pyl'tsa dvudol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR. Lamiaceae-Zygophyllaceae*. Pollen of dicotyledonous plants of the flora of the European part of the USSR. *Lamiaceae-Zygophyllaceae*. Leningrad: Nauka, 1978: 184 p. [In Russian].

26. Bobrov A.E., Kupriianova L.A., Litvintseva M.V., Tarasevich V.F. *Spory paprotnikoobraznykh i pyl'tsy golosemennykh i odnodol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR*. Spores of ferns and pollen of gymnosperms and monocots of the flora of the European part of the USSR. Leningrad: Nauka, 1983: 208 p. [In Russian].

27. Non-Pollen Palynomorph Image Database. Available at: <https://non-pollen-palynomorphs.uni-goettingen.de/> (accessed 06.03.2023).

28. Grimm E.C. *Tilia and tiliagraph*. Springfield: Illinois State Museum, 1991: 101. p.

29. OxCal online 4.4.4. Available at: <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html#> (accessed 06.03.2023).

30. Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., FogtmannSchulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 calkBP). *Radiocarbon*. 2020, 62: 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>.

31. Blaauw M., Christen J.A. Flexible Paleoclimate age-depth models using an Autoregressive Gamma Process. *Bayesian Anal.* 2011, 6: 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-ba618>.

32. Grimm E.C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*. 1987, 13 (1): 13–35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(87\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(87)90022-7).

33. Lapshina E.D., Pologova N.N., Mouldiyarov E.Ya. Pattern of development and carbon accumulation in homogenous sphagnum fuscum-peat deposit on the south of West Siberia. West Siberian Peatlands and carbon Cycle: past and present. Proceedings of the International Field Symposium. Novosibirsk: “Agentstvo Sibprint”, 2001: 101–104.

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.

Подписано в печать 05.07.2023
Формат 70×100 1/16
Тираж 93

Печать цифровая
Печ. л. 9,875
Заказ №

ООО «Репроцентр»,
170006, Россия, г. Тверь, Беляковский переулок, д. 46, пом. 25.

Signed to print 05.07.2023
Format 70×100 1/16
Edition 93

Digital Printing
P.s. 9,875
Order No

LLC “Reprocenter”,
170006, Russia, Tver, Belyakovsky lane, 46, office 25.