

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



Проблемы Арктики и Антарктики

Arctic and Antarctic Research

Том 65
№ 4
2019



ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



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



ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Том 65, № 4, 2019

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААИИ
2019

Журнал продолжает основанное в 1937 г. периодическое издание «Проблемы Арктики».

Выходит 4 раза в год. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

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

Four issues per year. ISSN 0555-2648 (Print), ISSN 2618-6713 (Online)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН

СОСТАВ РЕДКОЛЛЕГИИ:

Главный редактор – чл.-корр. РАН И.Е. Фролов

Ученый секретарь редколлегии – канд. биол. наук И.А. Алехина (тел. +7 (812) 416-4251)

Литературный редактор – Е.В. Миненко

Члены редколлегии:

д-р геогр. наук Г.В. Алексеев, канд. физ.-мат. наук Л.П. Бобылев, чл.-корр. РАН Н.Б. Вахтин,
д-р Т. Вихма (Финляндия), д-р геогр. наук М.Н. Григорьев, канд. физ.-мат. наук А.И. Данилов,
д-р Д.В. Дивин (Норвегия), чл.-корр. РАН С.А. Добролюбов, **д-р физ.-мат. наук В.В. Иванов**
(зам. главного редактора), **чл.-корр. РАН В.Д. Каминский** (зам. главного редактора),
д-р физ.-мат. наук В.М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Б.В. Козелов, академик РАН В.М. Котляков,
д-р геол.-минерал. наук Г.Л. Лейченко, проф. М. Леппаранта (Финляндия),
канд. геогр. наук В.Я. Липенков (зам. главного редактора), канд. техн. наук В.А. Лихоманов,
академик РАН В.Ф. Логинов (Беларусь), д-р геогр. наук А.С. Макаров, д-р геогр. наук В.Н. Малинин,
д-р физ.-мат. наук А.П. Макштас, проф. А.В. Марченко (Норвегия),
академик РАН Г.Г. Матишов (зам. главного редактора), д-р геогр. наук Е.У. Миронов,
канд. биол. наук А.В. Неелов, д-р геогр. наук А.Ю. Прошутинский (США), академик РАН О.Н. Пугачев,
канд. геогр. наук В.Ф. Радионов, д-р Д. Райно (Франция), д-р физ.-мат. наук В.А. Рожков,
акад. РАН В.А. Румянцев, д-р техн. наук К.Е. Сазонов, д-р техн. наук К.Г. Ставров, проф. Й. Тиде (Германия),
д-р физ.-мат. наук Л.А. Тимохов (зам. главного редактора), чл.-корр. РАН А.А. Тишков,
д-р физ.-мат. наук О.А. Трошичев, чл.-корр. РАН Н.Н. Филатов, д-р геогр. наук К.В. Чистяков

EDITORIAL BOARD:

Editor-in-Chief – corresponding member of the Russian Academy of Sciences

Ivan E. Frolov

Editorial Secretary – Irina A. Alekhina (phone: +7 (812) 416-4251)

Literary Editor – Elena V. Minenko

Members of the editorial board:

G.V. Alekseev, L.P. Bobylev, K.V. Chistyakov, A.I. Danilov, D.V. Divine (Norway),
S.A. Dobrolyubov, N.N. Filatov, M.N. Grigoriev, **V.V. Ivanov** (deputy of the Editor-in-Chief),
V.D. Kaminsky (deputy of the Editor-in-Chief), V.M. Kattsov, V.M. Kotliakov, B.V. Kozelov,
G.L. Leitchenkov, M. Leppäranta (Finland), V.A. Likhomanov, **V.Ya. Lipenkov** (deputy of the Editor-in-Chief),
V.F. Loginov (Belarus), A.S. Makarov, A.P. Makshtas, V.N. Malinin, A.V. Marchenko (Norway),
G.G. Matishov (deputy of the Editor-in-Chief), E.U. Mironov, A.V. Neelov, A.Yu. Proshutinsky (USA),
O.N. Pugachev, V.F. Radionov, D. Raynaud (France), V.A. Rozhkov, V.A. Rumiantsev, K.E. Sazonov,
K.G. Stavrov, **L.A. Timokhov** (deputy of the Editor-in-Chief), J. Tiede (Germany), A.A. Tishkov,
O.A. Troshichev, N.B. Vakhtin, T. Vihma (Finland)

Оригинал-макет и подготовка к печати: А.А. Меркулов. Англоязычное редактирование: Д.Г. Хвостенко.

Свидетельство о регистрации печатного издания ПИ № ФС 77-73644 от 7 сентября 2018 г.

Свидетельство о регистрации сетевого издания ЭЛ № ФС 77-73287 от 20 июля 2018 г.

Выданы Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук. Журнал публикует статьи по научным специальностям ВАК 25.00.25, 25.00.27, 25.00.28, 25.00.29, 25.00.30, 25.00.31.

Адрес редакции журнала «Проблемы Арктики и Антарктики»:

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт.

e-mail: aaresearch@aaari.ru. Сайт журнала: <https://www.aaresearch.science/jour>

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

70279 – на год; 48657 – на полгода; 70278 – на полгода (для предприятий и организаций).

© ГНЦ РФ ААНИИ, 2019; © Росгидромет, 2019.

СОДЕРЖАНИЕ

ОКЕАНОЛОГИЯ

- Г.В. Алексеев, А.В. Пнюшков, А.В. Смирнов, А.Е. Вязилова, Н.И. Глок.*
Влияние притока из Атлантики на содержание пресной воды в верхнем слое
Арктического бассейна 363
- А.Г. Егоров, Е.А. Павлова.* Изменение сроков устойчивого ледообразования
в восточных арктических морях России в начале XXI в. 389

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

- В.Ф. Радионов, Д.М. Кабанов, В.В. Полькин, С.М. Сакерин, О.Н. Изосимова.*
Характеристики аэрозоля над арктическими морями Евразии:
результаты измерений 2018 года и среднее пространственное распределение
в летне-осенние периоды 2007–2018 годов. 405

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

- С.В. Какарека, Т.И. Кухарчик, Ю.Г. Кокош, М.А. Кудревич, Ю.Г. Гигиняк,
В.Е. Мямин.* Основные гидрохимические характеристики
антарктических озер Холмов Тала 422

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

- О.Р. Сидорова, Г.В. Тарасов, С.Р. Веркулич, Р.А. Чернов.* Изменчивость
поверхностной абляции горных ледников Западного Шпицбергена 438

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

- Г.В. Артеменко, В.И. Ганоцкий.* Габброиды острова Питерман
(Западная Антарктида): первые сведения по геохимии 449

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ

- Н.В. Неверова, Т.Я. Воробьева, А.В. Чупаков.* Оценка накопления
нефтяных углеводородов гидробионтами юго-восточной части
Онежского залива Белого моря 462

- Памяти Александра Ивановича Данилова 475

CONTENTS

OCEANOLOGY

G.V. Alekseev, A.V. Pnyushkov, A.V. Smirnov, A.E. Vyazilova, N.I. Glok. Influence of Atlantic inflow on the freshwater content in the upper layer of the Arctic basin 363

A.G. Egorov, E.A. Pavlova. Change in the time of stable ice formation in the Russian Eastern Arctic seas at the beginning of 21st century 389

ATMOSPHERE AND HYDROSPHERE PHYSICS

V.F. Radionov, D.M. Kabanov, V.V. Polkin, S.M. Sakerin, O.N. Izosimova. Aerosol characteristics over the Arctic seas of Eurasia: results of measurements in 2018 and average spatial distribution in the summer-autumn periods of 2007–2018 405

LAND HYDROLOGY AND HYDROCHEMISTRY

S.V. Kakareka, T.I. Kukharchyk, Yu.G. Kokosh, M.A. Kudrevich, Yu.G. Giginyak, V.E. Myamin. Chemical characteristics of antarctic lakes of the Thala Hills 422

GLACIOLOGY AND CRYOLOGY

O.R. Sidorova, G.V. Tarasov, S.R. Verkulich, R.A. Chernov. Surface ablation variability of mountain glaciers of West Spitsbergen 438

GEOLOGY AND GEOPHYSICS

G.V. Artemenko, V.I. Ganotskiy. Gabbroides of Peterman island (West Antarctica). First information on geochemistry 449

ECOLOGY, BIOCENOLOGY AND BIOGEOGRAPHY

N.V. Neverova, T.Ya. Vorobyeva, A.V. Chupakov. Assessment of accumulation of petroleum hydrocarbons by the hydrobionts of the south-eastern part of the Onega bay of the White sea 462

In memory of Alexander I. Danilov 475

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.46.062.5+465.47

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388

ВЛИЯНИЕ ПРИТОКА ИЗ АТЛАНТИКИ НА СОДЕРЖАНИЕ ПРЕСНОЙ ВОДЫ В ВЕРХНЕМ СЛОЕ АРКТИЧЕСКОГО БАСЕЙНА

Г.В. АЛЕКСЕЕВ¹, А.В. ПНЮШКОВ^{1,2}, А.В. СМІРНОВ¹, А.Е. ВЯЗИЛОВА¹, Н.И. ГЛОК¹

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

² — Международный Арктический научно-исследовательский центр, Университет Аляски, Фэрбенкс, США

*alexgv@aari.ru

INFLUENCE OF ATLANTIC INFLOW ON THE FRESHWATER CONTENT IN THE UPPER LAYER OF THE ARCTIC BASIN

G.V. ALEKSEEV¹, A.V. PNYUSHKOV^{1,2}, A.V. SMIRNOV¹, A.E. VYAZILOVA¹, N.I. GLOK¹

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

² — International Arctic Research Center, University of Alaska, Fairbanks, USA

*alexgv@aari.ru

Received August, 29, 2019

Accepted November, 14, 2019

Keywords: Arctic basin, Atlantic inflows, freshwater content, polar changes.

Summary

Inter-decadal changes in the water layer of Atlantic origin and freshwater content (FWC) in the upper 100 m layer were traced jointly to assess the influence of inflows from the Atlantic on FWC changes based on oceanographic observations in the Arctic Basin for the 1960s – 2010s. For this assessment, we used oceanographic data collected at the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) and the International Arctic Research Center (IARC). The AARI data for the decades of 1960s – 1990s were obtained mainly at the North Pole drifting ice camps, in high-latitude aerial surveys in the 1970s, as well as in ship-based expeditions in the 1990s. The IARC database contains oceanographic measurements acquired using modern CTD (Conductivity – Temperature – Depth) systems starting from the 2000s. For the reconstruction of decadal fields of the depths of the upper and lower 0 °C isotherms and FWC in the 0–100 m layer in the periods with a relatively small number of

Citation: Alekseev G.V., Pnyushkov A.V., Smirnov A.V., Vyazilova A.E., Glok N.I. Influence of Atlantic inflow on the freshwater content in the upper layer of the Arctic basin. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 363–388. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388.

observations (1970s – 1990s), we used a climatic regression method based on the conservativeness of the large-scale structure of water masses in the Arctic Basin. Decadal fields with higher data coverage were built using the DIVAnd algorithm. Both methods showed almost identical results when compared.

The results demonstrated that the upper boundary of the Atlantic water (AW) layer, identified with the depth of zero isotherm, raised everywhere by several tens of meters in 1990s – 2010s, when compared to its position before the start of warming in the 1970s. The lower boundary of the AW layer, also determined by the depth of zero isotherm, became deeper. Such displacements of the layer boundaries indicate an increase in the volume of water in the Arctic Basin coming not only through the Fram Strait, but also through the Barents Sea. As a result, the balance of water masses was disturbed and its restoration had to occur due to the reduction of the volume of the upper most dynamic freshened layer. Accordingly, the content of fresh water in this layer should decrease.

Our results confirmed that FWC in the 0–100 m layer has decreased to 2 m in the Eurasian part of the Arctic Basin to the west of 180° E in the 1990s. In contrast, the FWC to the east of 180° E and closer to the shores of Alaska and the Canadian archipelago has increased. These opposite tendencies have been intensified in the 2000s and the 2010s. A spatial correlation between distributions of the FWC and the positions of the upper AW boundary over different decades confirms a close relationship between both distributions. The influence of fresh water inflow is manifested as an increase in water storage in the Canadian Basin and the Beaufort Gyre in the 1990s – 2010s. The response of water temperature changes from the tropical Atlantic to the Arctic Basin was traced, suggesting not only the influence of SST at low latitudes on changes in FWC, but indicating the distant tropical impact on Arctic processes.

Поступила 29 августа 2019 г.

Принята к печати 14 ноября 2019 г.

Ключевые слова: Арктический бассейн, вода из Атлантики, полярные изменения, содержание пресной воды.

На основе данных океанографических наблюдений в Арктическом бассейне за 1960–2010-е гг. прослежены междесятилетние совместные изменения в слое воды атлантического происхождения и содержания пресной воды (СПВ) в верхнем слое для того, чтобы оценить влияние притока из Атлантики на изменения СПВ. Полученные результаты показали, что верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с глубиной нулевой изотермы, повсеместно поднялась в 1990–2010-е гг. на несколько десятков метров относительно ее положения до начала потепления в 1970-е гг. Нижняя граница слоя, также определяемая по глубине нулевой изотермы, опустилась. Такие смещения границ слоя свидетельствуют об увеличении объема воды в Арктическом бассейне, поступившей не только через пролив Фрама, но и через Баренцево море. Для сохранения баланса должно было произойти сокращение объема верхнего наиболее динамичного опресненного слоя и, соответственно, уменьшиться содержание пресной воды в этом слое. Наши расчеты подтвердили, что в 1990-е гг. СПВ в слое 0–100 м уменьшилось до 2 м и более в евразийской части Арктического бассейна к западу от 180° в.д., а к востоку от 180° в.д. ближе к берегам Аляски и Канадского архипелага, возросло. Эта тенденция усилилась в 2000-е и в 2010-е гг. Сравнение распределений СПВ и положения верхней границы слоя АВ в разные десятилетия методом пространственной корреляции полей подтвердило тесную связь между обоими распределениями. Прослежен отклик температуры АВ в проливе Фрама, Баренцевом море и в Арктическом бассейне на аномалии температуры воды в тропической области Атлантики, который свидетельствует о тропическом воздействии на арктические процессы.

ВВЕДЕНИЕ

Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана (СЛО) формируется под влиянием глобального гидрологического цикла и вместе с ним реагирует на глобальные изменения климата. Атмосферный перенос влаги из низких широт, осадки и испарение над акваторией СЛО, речной сток с окружающей суши и морской транспорт пресной

воды и льда являются главными компонентами пресноводного баланса Арктического бассейна. Пресная вода, поступающая в Арктику с полярной ветвью глобального гидрологического цикла, аккумулируется в верхнем слое океана и препятствует вертикальному перемешиванию с нижележащими водами. Изолирующий эффект стратификации, препятствующий проникновению тепла промежуточных вод атлантического и/или тихоокеанского происхождения ко льду, вместе с сильным выхолаживанием слоя в зимний период обеспечивают сохранение дрейфующих льдов на его поверхности. Опресненная вода из верхнего слоя выносится в жидкой и твердой (морской лед) фазах в Северную Атлантику. Этот процесс контролирует распространение опресненных вод и морских льдов на поверхности Северной Атлантики и составляет главное звено в формировании арктического воздействия на глобальный климат.

Пресная вода, попадающая в Северный Ледовитый океан, проходит многократные фазовые превращения «вода – лед», которые влияют на время пребывания поступающей пресной воды и на формирование стока пресной воды. Эти процессы составляют своего рода внутренний арктический гидрологический цикл, действующий вместе с внешним циклом, который составляют процессы поступления пресной воды в Арктику, ее стока в СЛО и далее в Северную Атлантику [1].

Для оценки содержания пресной воды (СПВ) в верхнем слое СЛО рассчитывается ее количество относительно некоторой априори заданной солености. В качестве такой отсчетной солености К. Aagaard и Е.С. Carmack [2] предложили использовать соленость 34,80 ‰. Такой выбор имеет глубокий физический смысл, поскольку эта величина близка к критическому значению солености (примерно 34,82 ‰ [3]), которое разделяет режимы глубокой и мелкой конвекции в центральной части Гренландского моря, где структура вод близка к структуре вод Арктического бассейна. При солености воды в верхнем слое, близкой к критическому значению, действует механизм низкотемпературной сжимаемости морской воды, обеспечивающий проваливание конвективных плюмов до больших глубин [2]. С этой точки зрения содержание пресной воды в слое с соленостью менее 34,80 ‰ составляет избыток пресной воды, после удаления которого возможно глубокое конвективное перемешивание и, следовательно, безледный режим в СЛО.

Среднее за 1955–1979 гг. распределение содержания пресной воды в слое над изохалиной 34,80 ‰ в Арктическом бассейне (центральная глубокая часть СЛО) [1] показывает максимум в круговороте моря Бофорта и постепенное уменьшение по направлению к Баренцеву морю и проливу Фрама. Максимальная величина СПВ в канадском секторе Арктики формируется совместным вкладом сильного распреснения в верхнем 30–50-метровом слое и притоком тихоокеанских вод, влияние которых здесь заметно до большой глубины. Вертикальная протяженность слоя, в котором оценивалось содержание пресной воды, варьирует от 120 м в приатлантической части Арктического бассейна до 800 м над Канадской котловиной. Распределение вклада слоев в СПВ также неоднородно в этих частях Арктического бассейна: в приатлантической части основная его часть (60 %) содержится в верхнем 50-метровом слое, а над Канадской котловиной в этом слое находится только 40 % общего количества пресной воды. В целом в этой области под воздействием антициклонической циркуляции сконцентрировано наибольшее количество пресной воды, а вода с меньшей соленостью здесь прослеживается до глубины 800 м, что, по-видимому, связано с ее опусканием в центре антициклонического круговорота [4, 5].

В настоящее время содержанию пресной воды в Арктическом бассейне и его изменениям уделяется большое внимание как источнику поступления опресненных вод в северную часть Атлантического океана, влияющих на Атлантическую термохалинную циркуляцию [6–9]. По оценке авторов работы [10], в среднем за год приток пресной воды в Северный Ледовитый океан определяется более всего речным стоком (42 %), затем притоком через Берингов пролив (32 %) и осадками (26 %). Ранее Aagaard и Carmack [2] оценили вклад речного стока в 56 % при 28 % притока через Берингов пролив и 15 % осадков. Однако изменения СПВ в Арктическом бассейне от года к году зависят не только от соотношения притоков и стоков пресной воды, но и от других факторов. В первую очередь исследователи указывают на воздействие ветра, способное изменить толщину и динамику верхнего опресненного слоя [11].

Выполненное в работе [12] сравнение СПВ в Арктическом бассейне в 2006–2008 гг. и в 1992–1999 гг. показало увеличение на $8400 \pm 2000 \text{ км}^3$. Расчеты СПВ выполнялись относительно солёности 35 ‰ в слое от поверхности до глубины изохалины 34 ‰ на акватории глубже 500 м. Причину роста СПВ авторы статьи нашли в увеличении глубины верхнего опресненного слоя в результате индуцированной ветром экмановской накачки и опреснения, вызванного усилением таяния льда и притока речной воды. При этом преобладает эффект уменьшения солёности в верхнем слое, а на изменения его глубины пришлось менее четверти роста СПВ.

Авторы работы [13] исследовали вклад в опреснение верхнего слоя Канадского бассейна от увеличения таяния морского льда и притока речных вод. Они установили, что в 2006–2007 гг. основной приток пресной воды приходился на таяние, составлявшее 1,3 м льда в год, но в 2007 году южной части бассейна преобладал приток речной воды из Маккензи. Приток от таяния растёт с конца 1980-х годов со скоростью 0,27 м/год, а от речного стока 0,7 м/год.

В работе [14] рассмотрены многолетние изменения СПВ в Арктическом бассейне с начала XX в. и до 2000-х гг. и найдены периоды повышенной солёности верхнего слоя в 1920–1930-х и в последние два десятилетия прошлого века и пониженной солёности в начале прошлого столетия и в 1940–1970-е гг. Эти периоды соответствуют потеплениям и похолоданиям климата Арктики, а также повышениям и понижениям температуры в слое воды атлантического происхождения в Арктическом бассейне. Авторы считают причиной таких крупномасштабных изменений СПВ процессы нарастания и таяния льда и устойчивый отток пресной воды из Арктического бассейна под действием ветра, а поступление пресной воды с шельфа и изменения в слое воды атлантического происхождения не оказывают заметного влияния. В то же время отмечены согласованные долгосрочные изменения основных параметров арктического климата и их взаимосвязь с изменениями в системе Арктика – Северная Атлантика.

Авторы работы [15] изучали характер и количественную значимость изменений годовых осадков, суммарного испарения и речного стока для СПВ в Арктическом бассейне за последние несколько десятилетий на основе наблюдений и набора совместных моделей циркуляции атмосферы и океана. За немногими исключениями потоки осадков, суммарного испарения и речного стока из наблюдений и глобальных моделей климата демонстрируют положительные тенденции. Однако существенные положительные тенденции выше уровня достоверности 90 % присутствуют не для всех наблюдений.

Авторы работы [16] использовали модели СМIP5 и нашли, что они моделируют пресноводный баланс Северного Ледовитого океана точнее, чем модели СМIP3. Тем не менее моделируемая скорость увеличения содержания пресной воды ($296 \pm 232 \text{ км}^3/\text{год}$) ниже, чем ($600 \pm 300 \text{ км}^3/\text{год}$), найденная на основе наблюдений за 1992–2012 гг. Кроме того, моделируемые потоки пресной воды все еще демонстрируют значительное межмодельное расхождение и отличаются от наблюдаемых значений.

В работе [17] на основе океанографических съемок в марте–апреле 2008 года установлены значительные сдвиги в количестве и распределении СПВ по сравнению с зимними климатическими показателями, включая значительное опреснение верхнего слоя на тихоокеанской стороне хребта Ломоносова. Измерения в Канадском бассейне и в бассейне Макарова позволили оценить увеличение СПВ на 8500 км^3 .

В обзоре [18] рассмотрены прогнозы изменений в арктическом гидрологическом цикле на основе моделей климата, которые предполагают существенную его интенсификацию. Ожидается, что осадки будут увеличиваться в средних и высоких широтах, в основном в ответ на вызванное потеплением увеличение влагосодержания атмосферы. Однако опресняющий эффект роста осадков невелик по сравнению с поступлением пресной воды в результате увеличения речного стока и таяния морского льда и ледников.

Для понимания причин изменений СПВ в Арктическом бассейне особое значение имеет работа [19], в которой выполнено моделирование межгодовой изменчивости содержания пресной воды в Северном Ледовитом океане и проанализированы источники этой изменчивости за период 1951–2002 гг. При этом изменения притока речных вод и поступления воды через Берингов пролив, а также осадков не учитывались. Три основных процесса были рассмотрены в связи с изменениями СПВ в Арктическом бассейне.

Первый процесс — накачка Экмана в круговороте Бофорта как причина накопления и выпуска пресной воды в зависимости от того, является ли режим циркуляции антициклоническим/циклоническим [4]. Было найдено, что эффект накачки присутствует, но его влияние на распределение солёности не очевидно.

Второй процесс — это нарастание и таяние морского льда. Оказалось, что он также не очень важен, кроме сибирского и канадского секторов Арктики, где влияет на солёность.

Третий процесс — адвекция атлантических вод (АВ) в Северный Ледовитый океан. В модели этот процесс объясняет большую часть изменчивости содержания пресной воды в верхних 1000 м. Наиболее ярким признаком этого процесса в случае циклонического режима является проникновение АВ в Канадский бассейн и смещение круговорота Бофорта в сторону Канадского архипелага. В заключение авторы констатируют, что обмен между Северным Ледовитым океаном и остальными океанами оказывает наибольшее влияние на изменчивость содержания пресной воды в СЛО, по крайней мере в используемой численной модели, в которой адвективные процессы преобладают над другими внутренними механизмами.

В дальнейших исследованиях идея о роли адвекции АВ в изменениях СПВ в Арктическом бассейне была оставлена в пользу определяющей роли экмановской накачки и круговорота Бофорта как основного регулятора изменений СПВ в Арктическом бассейне [20, 21], и приток АВ не рассматривался в более поздних работах как фактор, влияющий на изменения СПВ в Арктическом бассейне. Однако

недавно по результатам моделирования с использованием глобальной модели океана NorESM20CR и наблюдений с 1900 г. показано [22], что объем переносов АВ в Арктический бассейн и оттока с Восточно-Гренландским течением и через пролив Дэвиса коррелированы ($r = 0,87$), поскольку объем воды в Северном Ледовитом океане сохраняется.

Экспедиционные исследования на судах и дрейфующих станциях «Северный полюс», измерения автономных дрейфующих буев в Арктическом бассейне в 1990–2000-е гг. по национальным и международным программам [14, 23] и во время проведения Международного полярного года 2007/08 показали увеличение притока из Атлантики и рост температуры в слое атлантической воды в Арктическом бассейне. Первые сведения о необычно высоких температурах в слое АВ поступили в начале 1990-х гг. из района к северу от Карского моря [24]. В дальнейшем обнаружили распространение этого феномена по всей акватории Арктического бассейна [25–28].

Накопленные к настоящему времени обширные данные океанографических наблюдений в Арктическом бассейне позволяют проследить многолетние изменения в слое АВ за 1960–2010-е гг. и оценить их влияние на изменения СПВ, что и составляет цель нашего исследования.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для выполнения работы использовались базы океанографических данных, созданные в ГНЦ РФ Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ГНЦ РФ ААНИИ) и в International Arctic Research Center (IARC). В базе ААНИИ собраны данные океанографических наблюдений в Арктическом бассейне с конца XIX в. (данные экспедиции Нансена на «Фраме» 1893–1896 гг.) по 2018 г. Для настоящей работы использованы данные из этой базы начиная с 1960-х по 1990-е гг., которые в основном получены на дрейфующих станциях «Северный полюс», в Высокоширотных воздушных экспедициях в 1970-е гг., а также в судовых экспедициях в 1990-е гг.

В базе IARC наиболее полно представлены данные с 2000 г. Они включают профили температуры и солёности, полученные с использованием современных CTD (Conductivity-Temperature-Depth) систем с высоким (~1 м) вертикальным разрешением. В собранный массив вошли данные судовых наблюдений, полученные из глобальных центров хранения океанографических данных (National Oceanographic Data Center (NODC), International Council for the Exploration of the Sea (ICES)) и взятые с порталов данных наблюдательских программ (Distributed Biological Observatory — DBO; Beaufort Gyre Observational System — BGOS, Nansen and Amundsen Basins Observational System — NABOS и др.), проводимых в акватории СЛО в последние два десятилетия. Данные судовых наблюдений были существенно дополнены измерениями температуры и солёности, выполненными автономными дрейфующими буями ИТР (Ice Tethered Profilers), включение которых обеспечило возможность восстановления полей в глубоководной части СЛО в зимний период, который, как правило, слабо освещен судовыми наблюдениями из-за неблагоприятных ледовых условий. Более ранняя версия представленного массива данных была успешно использована [23, 29, 30] для анализа региональных климатических изменений в СЛО и динамики циркумполярного пограничного течения и мезомасштабных вихрей. Для целей настоящего исследования массив был значительно дополнен новыми наблюдениями таким образом, что итоговый набор данных для периода 2000–2016 гг. для области, ограниченной с юга 65-м градусом широты, содержал более 125 тысяч океанографических профилей.

Для построения средних за десятилетие океанографических полей использованы разные методы в зависимости от полноты покрытия Арктического бассейна данными наблюдений. До 2000-х гг. количество океанографических станций, выполненных в течение десятилетия на акватории Арктического бассейна, было недостаточным для удовлетворительной точности восстановления полей с использованием существующих методов точечной интерполяции. Исключение составляет десятилетие 1970-х гг., когда в течение семи весенних сезонов были выполнены океанографические съемки Арктического бассейна на регулярной сетке станций. Это позволило построить поля для десятилетия 1970-х гг., которые являются наиболее точным описанием климата Арктического бассейна второй половины XX в.

Для построения средних полей за десятилетия с относительно небольшим количеством наблюдений использован метод климатической регрессии [31, 32]. Основанием для такого подхода служит консервативность крупномасштабной структуры водных масс Арктического бассейна, в котором сохраняется трехслойная структура вод (верхний холодный и опресненный слой, промежуточный слой воды атлантического происхождения с положительной температурой и нижележащий слой глубинных и придонных вод). Характеристики водных масс в этих слоях и границы между ними могут изменяться от года к году под влиянием как крупномасштабных процессов океанической циркуляции и водообмена с Атлантическим и Тихим океанами, так и локальных мезомасштабных процессов. Данные наблюдений на отдельных океанографических станциях включают обе составляющие. Осреднение за десятилетие оставляет крупномасштабные изменения, которые являются отклонениями от базового климатического состояния климатических полей. В качестве таких полей приняты океанографические поля, осредненные за десятилетие 1970-х гг., представленные в атласе Environmental Working Group [33] для зимнего периода.

Построение крупномасштабной составляющей поля включает выбор сеточной области на климатическом поле, в которой выполнено некоторое число океанографических станций. Затем выполняется расчет отклонений климатических и наблюдаемых значений от средних по выбранной области. После этого строится регрессия климатических отклонений на наблюдаемые и рассчитываются отклонения для каждого узла выбранной сеточной области, к которым добавляется среднее по наблюдаемым значениям. Такая процедура позволяет получить крупномасштабную составляющую наблюдаемого поля, свободную от возмущений. Математическая формулировка метода вынесена в приложение к статье.

Для построения средних полей в узлах регулярной сетки был использован алгоритм DIVAnd [34]. DIVAnd позволяет проводить многомерный вариационный анализ случайно распределенных в пространстве наблюдений. DIVAnd является усовершенствованной версией алгоритма DIVA [35], который с успехом применялся в океанологии для построения климатических полей [36]. Начальные данные были представлены в виде набора текстовых файлов, содержащих декадные значения параметров. Файлы прошли стандартные процедуры контроля качества (IODE) и были проинтерполированы в узлы регулярной сетки (0,5 градуса по широте и долготе) с помощью DIVAnd. Регион исследования включал в себя весь Арктический бассейн.

Дополнительным источником данных стал массив Global Ocean Physics Reanalysis GLORYS12V1 (GLOBAL-ANALYSIS-FORECAST-PHY-001-030), который

представляет собой глобальный реанализ CMEMS, рассчитанный с горизонтальным разрешением $1/12^\circ$ (~ 8 км) и 50 уровнями по глубине. Он включает в себя данные с января 1993 по декабрь 2018 г. Его модельная составляющая представляет из себя платформу NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) [37] с использованием поверхностного форсинга из реанализа ECMWF ERA-Interim [38]. Наблюдения ассимилируются с помощью фильтра Калмана. В модель ассимилируются данные по альтиметрии, спутниковой температуре поверхности моря, концентрации льда, а также *in situ* профили по температуре и солёности воды. Модель использует схему 3D-VAR, которая позволяет корректировать медленно развивающиеся крупномасштабные вихри по температуре и солёности [39].

Содержание пресной воды рассчитывалось для верхнего слоя 0–100 м относительно солёности 34,80 ‰. Положение (глубина) верхней границы слоя АВ определялась по глубине нулевой изотермы.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Обнаруженное в начале 1990-х гг. потепление в слое воды атлантического происхождения к северу от Карского моря в дальнейшем было отмечено на всей акватории Арктического бассейна. Карты максимальной температуры в слое АВ, построенные по данным океанографических станций, выполненных в десятилетия 2000-х и 2010-х гг. (рис. 1), показывают повсеместное повышение температуры относительно 1970-х гг., достигающее $1,0^\circ\text{C}$ в потоке АВ вблизи материкового склона.

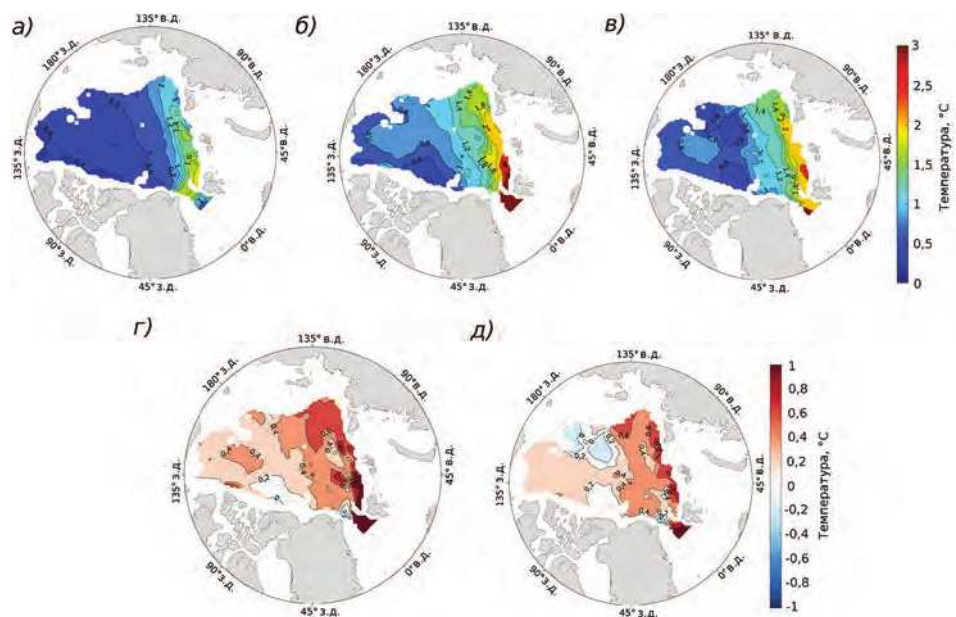


Рис. 1. Максимальная температура в слое атлантической воды в Арктическом бассейне в разные десятилетия: а — 1970-е, б — 2000-е, в — 2010-е гг. и ее изменения относительно десятилетия 1970-х гг. для: г — 2000-х, д — 2010-х

Fig. 1. The maximum temperature in the layer of Atlantic Water in the Arctic Basin in different decades: а — in the 1970s, б — in the 2000s, в — in the 2010s; and its changes relative to the decade of the 1970s: г — in the 2000s, д — in the 2010s

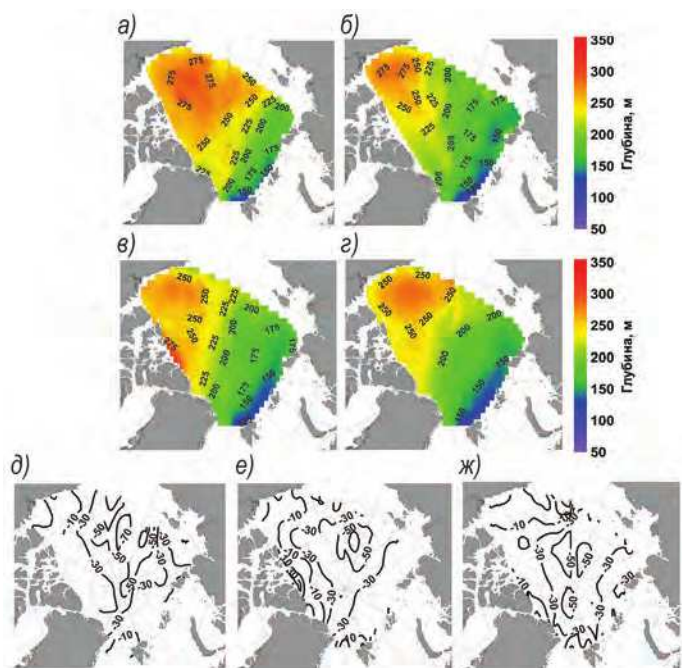


Рис. 2. Глубина верхней границы слоя АВ в разные десятилетия: *а* — 1970-е, *б* — 1990-е, *в* — 2000-е, *з* — 2010-е гг.; и ее изменения относительно десятилетия 1970-х гг. для: *д* — 1990-х, *е* — 2000-х, *ж* — 2010-х гг.

Fig. 2. The depth of the upper boundary of the AW layer in different decades: *a* — in the 1970s, *b* — the 1990s, *v* — the 2000s, *z* — the 2010s; and its changes relative to the decade of the 1970s: *d* — in the 1990s, *e* — in the 2000s, and *ж* — in the 2010s

Столь масштабные изменения в одном из слоев повлияли на вертикальную структуру всей водной толщи Арктического бассейна. Верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с глубиной нулевой изотермы, повсеместно поднялась на несколько десятков метров (до 60 м и более) относительно ее положения до начала потепления (рис. 2). Уменьшилась глубина, на которой отмечалась максимальная температура в слое атлантической воды. В то же время положение нижней границы слоя АВ, также определяемой по глубине нулевой изотермы, понизилось (рис. 3), что в совокупности с подъемом верхней границы слоя свидетельствует об увеличении объема АВ в Арктическом бассейне.

В результате расширения границ слоя АВ его вклад в баланс вод Арктического бассейна значительно вырос. Очевидно, что восстановление баланса должно произойти за счет сокращения толщины верхнего наиболее динамичного опресненного слоя. Соответственно, должно было уменьшиться содержание пресной воды (СПВ) в этом слое. Наши расчеты СПВ в верхнем 100-метровом слое, в пределах которого находится верхний опресненный слой, подтвердили такое развитие событий (рис. 4).

В десятилетие 1990-х гг. СПВ в слое 0–100 м уменьшилось в евразийской части Арктического бассейна (от 180° в.д.) более всего (на 2 м и выше). В Канадской котловине к востоку от 180° в.д. СПВ ближе к берегам Аляски и Канадского

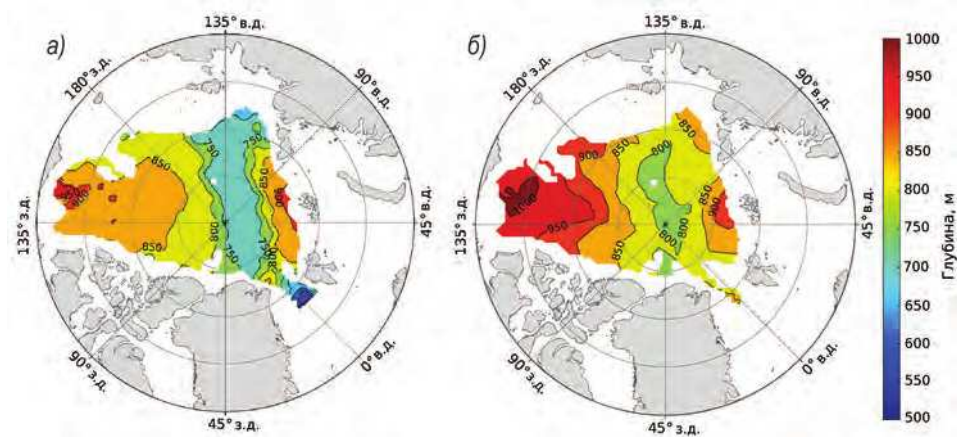


Рис. 3. Глубина нижней границы слоя АВ: *а* — 1970-е, *б* — 2000-е гг.

Fig. 3. The depth of the lower boundary of the AW layer: *a* — the 1970s, *б* — the 2000s

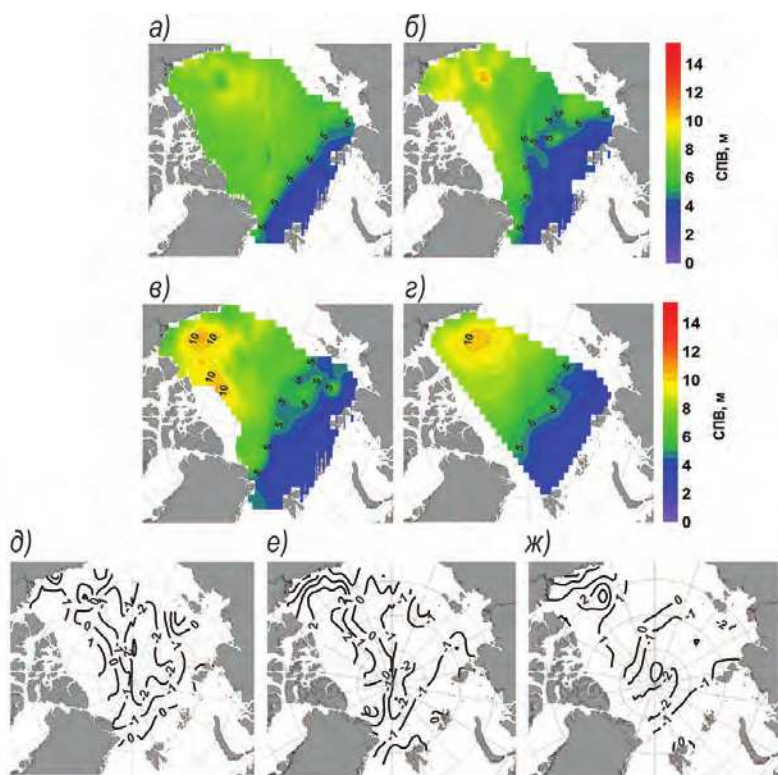


Рис. 4. Содержание пресной воды (СПВ) в слое 0–100 м в разные десятилетия: *а* — 1970-е, *б* — 1990-е, *в* — 2000-е, *г* — 2010-е гг. и разность с СПВ относительно десятилетия 1970-х гг. для: *д* — 1990-х, *е* — 2000-х, *ж* — 2010-х гг.

Fig. 4. The fresh water content (FWC) in the 0–100 m layer in different decades: *a* — the 1970s, *б* — the 1990s, *в* — the 2000s, *г* — the 2010s and deviations from FWC in the decade of the 1970s: *д* — the 1990s, *е* — the 2000s, *ж* — the 2010s

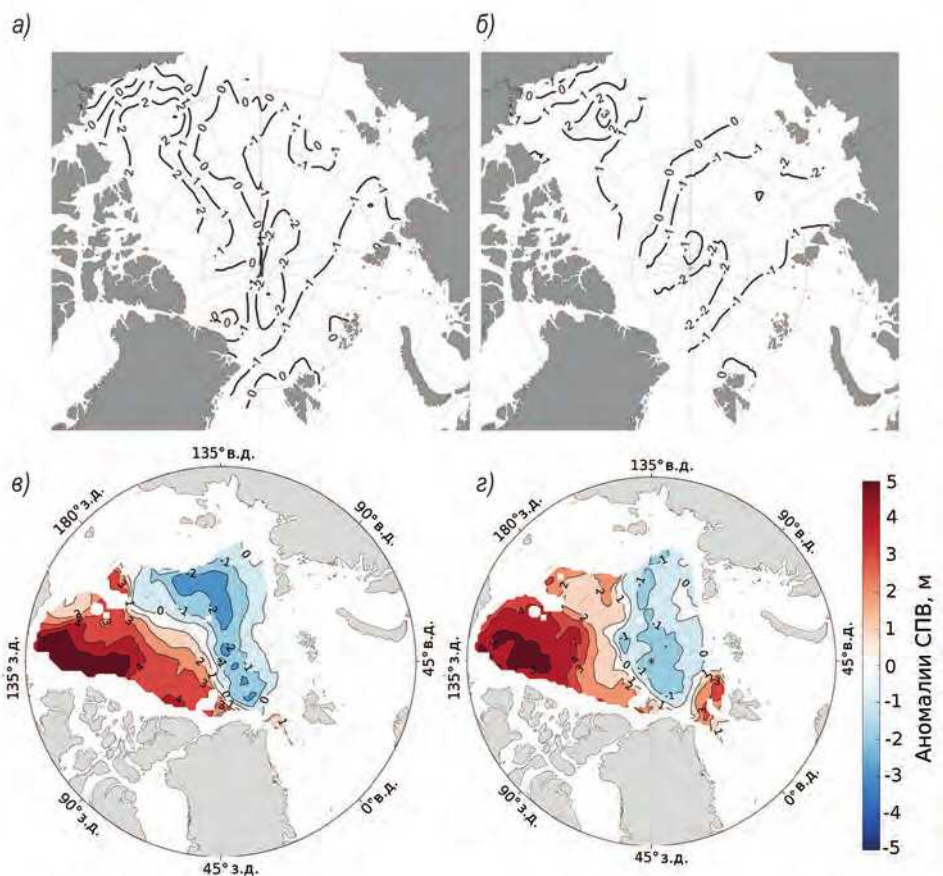


Рис. 5. Аномалии СПВ в слое 0–100 м в десятилетия 2000-х и 2010-х гг. относительно 1970-х гг.: а, б — значения СПВ интерполированы алгоритмом DIVAnd, в, з — методом климатической регрессии; а, в — аномалии 2000-х; б, з — 2010-х гг.

Fig. 5. Anomalies of FWC in the 0–100 m layer during the decades of the 2000s and 2010s relative to the 1970s.: а, б — the values of FWC are interpolated by the DIVAnd algorithm, в, з — by the method of climatic regression; а, в — anomalies of the 2000s; б, з — 2010s

архипелага, наоборот, возросло. Эта тенденция усилилась в 2000-е гг., когда СПВ здесь повысилось до 2 м и более. В 2010-е гг. распределение СПВ, подобное 2000-м гг., сохранилось с тенденцией роста СПВ вблизи берегов Аляски и Канадского архипелага.

Расчеты среднего СПВ были выполнены также методом климатической регрессии, которые показали идентичные результаты. В обоих случаях получено уменьшение СПВ в евразийской части Арктического бассейна и рост в канадской части (рис. 5).

Сравнение среднего по Арктическому бассейну СПВ и положения верхней границы слоя АВ в разные десятилетия и расчеты пространственной корреляции полей $T = 0^\circ\text{C}$ и СПВ подтвердили уменьшение средней глубин залегания изотермы $T = 0^\circ\text{C}$ и тесную связь между обоими полями (табл. 1).

Средние по Арктическому бассейну глубина верхней изотермы $T = 0^\circ\text{C}$ и СПВ в слое 0–100 м и коэффициенты корреляции между средними полями глубин залегания изотермы $T = 0^\circ\text{C}$ и СПВ в разные десятилетия

Десятилетие	Среднее по Арктическому бассейну		Коэффициент корреляции
	Глубина изотермы, м	СПВ, м	
1960–1969 гг.	238 ± 2	$6,8 \pm 1,8$	0,78
1970–1979 гг.	239 ± 2	$6,5 \pm 1,5$	0,90
1990–1999 гг.	193 ± 2	$5,3 \pm 1,8$	0,94
2000–2009 гг.	183 ± 2	$6,9 \pm 1,6$	0,94
2010–2018 гг.	185 ± 2	$6,8 \pm 1,6$	0,93

Из таблицы следует, что, несмотря на подъем верхней границы АВ, среднее по Арктическому бассейну СПВ уменьшилось лишь в 1990-е гг., но затем возросло в 2000-е и 2010-е гг. Рост связан с понижением солёности, особенно в круговороте Бофорта, в результате интенсивного таяния льда и притока речных вод (рис. 6).

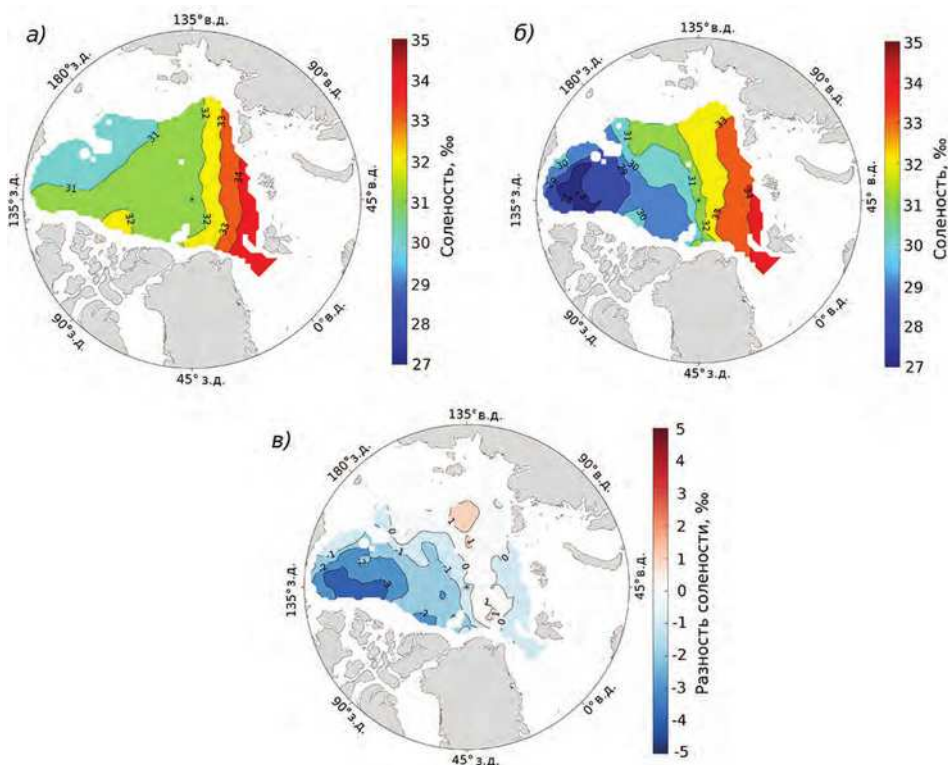


Рис. 6. Распределение солёности на глубине 25 м:

a — 1970-е, *б* — 2000-е гг., *в* — разность между (*a*) и (*б*)

Fig. 6. The salinity at a depth of 25 m:

a — the 1970s, *б* — 2000s, *в* — the difference between (*a*) and (*б*)

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты показали влияние роста толщины слоя АВ на содержание и распределение пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна. Тем самым подтверждается вывод о влиянии притока АВ на изменчивость содержания пресной воды в Арктическом бассейне СЛО, полученный на модели циркуляции океана и льда без учета изменений притока пресной воды с речным стоком, осадками и через Берингов пролив [19]. Первые натурные сведения о влиянии притока АВ на СПВ во всем Арктическом бассейне были получены по данным наблюдений в период МПП 2007/08 [31, 32]. Позднее в работе [40] было показано, что после 1990-х гг. в Амеразийском суббассейне средняя соленость в верхнем слое понизилась, средняя толщина уменьшилась, а в Евразийском суббассейне уменьшилась лишь средняя толщина слоя.

Очевидно, что приток АВ не добавляет пресной воды в Арктический бассейн, а лишь способствует ее вытеснению из бассейна в зависимости от интенсивности притока АВ, чтобы сохранить баланс водных масс в Арктическом океане. Потоки АВ через пролив Фрама в Арктический бассейн и в Баренцево море через проход между о. Медвежий и Скандинавией (Barents Sea Opening (BSO) по западной терминологии) оценивались во многих работах, опубликованных с 1987 [41] по 2018 г. [22]. Перенос АВ через пролив Фрама был найден в пределах от 2 до 3,1 Св., а через BSO от 1,5 до 2,3 Св. Поступление в Арктический бассейн трансформированной АВ из Баренцева моря через желоб Св. Анны в Карском море оценено в работе [42] в пределах 1,2–1,8 Св.

К слою АВ в Арктическом бассейне относят воду с положительной температурой, которая поступает через пролив Фрама (ФрАВ). АВ, поступающая в Баренцево море, трансформируется в результате потерь тепла в атмосферу и опреснения от материкового стока и таяния льдов, приносимых из Арктического бассейна, принимает температуру ниже 0 °С и более низкую соленость, поступает далее в Карское море и через желоб Св. Анны в бассейн Нансена (БмАВ) [43]. Эта трансформированная вода из Атлантики вносит основной вклад в обновление промежуточных и глубинных вод Арктического бассейна [44] и, следовательно, участвует в формировании водных масс бассейна.

Рост притока АВ в Северо-Европейский бассейн в конце 1980-х гг. усилился в 1990-е и 2000-е гг. и сохраняется на повышенном уровне в настоящее время [23]. В этой тенденции преобладает приток в Баренцево море, который увеличился на 1 Св, а его температура повысилась на 1,0 °С, по сравнению со средним за длительный период [22]. Соответственно, возросло и поступление БмАВ в Арктический бассейн. Заглубление нулевой изотермы на нижней границе слоя АВ (рис. 3) связано с ростом притока БмАВ, которая может иметь более высокую, чем ранее, температуру и, кроме того, перемешивается с ФрАВ, что вместе приводит к заглублению нулевой изотермы. Отрицательные температуры, присущие БмАВ, также смещаются глубже (рис. 7) в результате увеличения ее слоя.

Океанографические наблюдения (рис. 8) и результаты реанализа (рис. 9) в желобе Св. Анны показывают увеличение присутствия БмАВ, поступающей отсюда в Арктический бассейн. На рис. 8 видно увеличение слоя воды с отрицательной температурой, характерной для БмАВ. Данные реанализа МЕРКАТОР [39] о распределении потенциальной плотности на том же разрезе в десятилетия 1990-х, 2000-х и 2010-х гг. также подтверждают увеличение присутствия более плотной БмАВ (рис. 9).

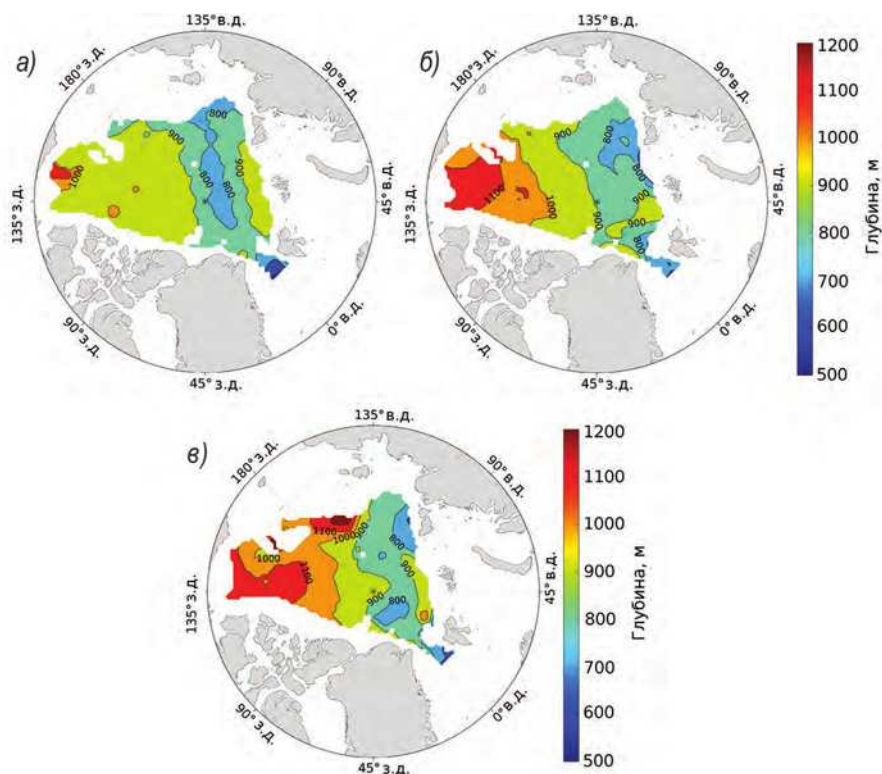


Рис. 7. Глубина изотермы $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$: *а* — 1970-е, *б* — 2000-е, *в* — 2010-е гг.

Fig. 7. The depth of the isotherm $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$: *a* — the 1970s, *б* — the 2000s, *в* — the 2010s

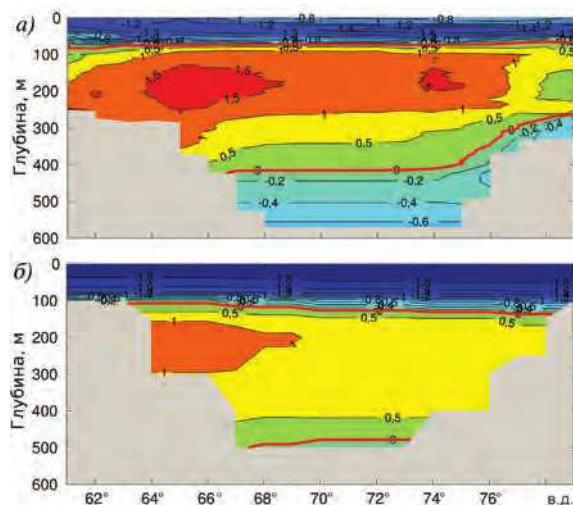


Рис. 8. Распределения температуры на разрезе по $81,5^{\circ}$ с.ш. в желобе Св. Анны: *а* — 2000-е гг. по данным наблюдений, *б* — 1970-е гг. по данным Атласа EWG [33]

Fig. 8. The temperature at the section $81,5^{\circ}$ N in the St. Anna Trough: *a* — the 2000s according to observations, *б* — the 1970s according to the EWG Atlas [33]

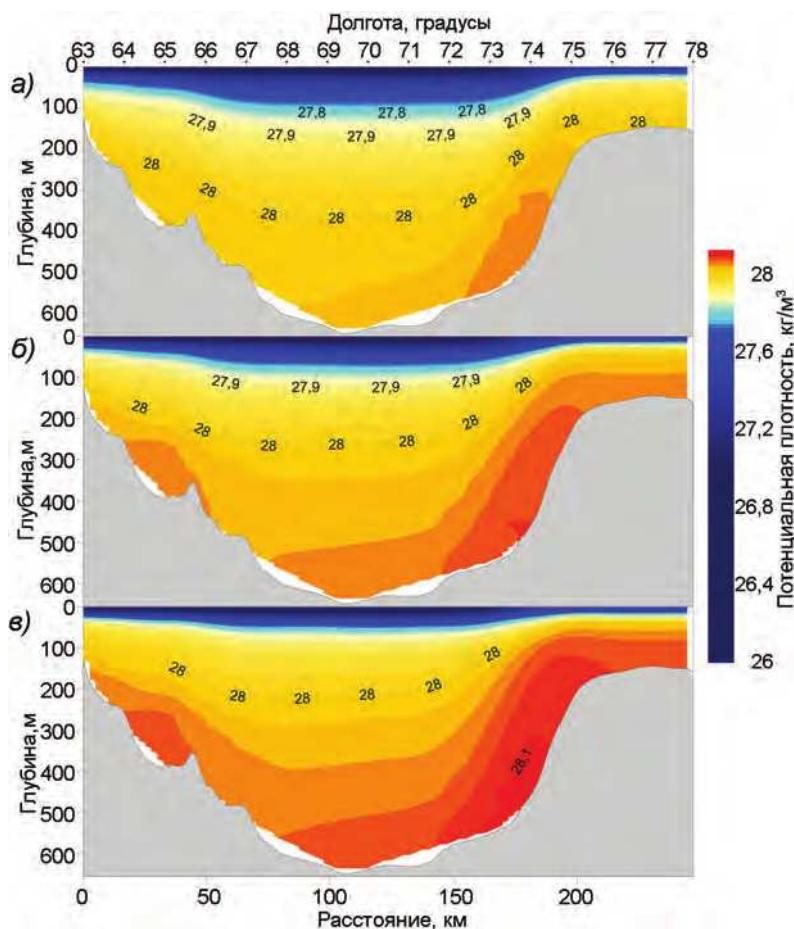


Рис. 9. Распределения потенциальной плотности на разрезе в желобе Св. Анны по данным реанализа МЕРКАТОР: *а* — 1990-е гг., *б* — 2000-е гг., *в* — 2010-е гг.

Fig. 9. Distributions of potential density at the section in the St. Anna Trough according to the MERCATOR reanalysis data: *a* — the 1970s, *б* — the 2000s, *в* — the 2010s

Увеличение притока атлантической воды в Арктический бассейн в последние три десятилетия привело к подъему верхней границы слоя АВ (рис. 2) и, следовательно, к сокращению толщины верхнего опресненного слоя. При этом содержание пресной воды в нем уменьшилось только в евразийской части и больше всего в 1990-е гг. а в канадской части возросло, особенно в 2010 г. (рис. 4). Причиной является повсеместное в Арктическом бассейне уменьшение солёности воды в верхнем слое (рис. 5) вследствие увеличения притока пресной воды, которое в Канадском бассейне было усилено накоплением пресной воды в круговороте Бофорта [45].

Увеличением СПВ в районе Канадской котловины вызвано растущим стоком рек Лена и Маккензи [13, 46] и, в результате усиления таяния морского льда [17], накоплением пресной воды в круговороте Бофорта под влиянием ветра [20, 21]. При этом круговорот смещен от своего климатического положения ближе к берегам Аляски и Канадского архипелага. Смещение также является следствием усиления притока АВ, сопровождающегося

усилением циклоничности в атмосфере над Арктическим бассейном [47] и переносами тепла и влаги через атлантический сектор Северного Ледовитого океана [48].

Рост притока АВ в Северо-Европейский бассейн и далее в Арктический бассейн влияет не только на СПВ в верхнем слое бассейна, но и на состояние морского льда, на температуру воздуха и на циркуляцию атмосферы в регионе. Причину изменений притока большинство исследователей находят в воздействии ветра при изменяющейся циркуляции атмосферы [22, 49, 50]. Хотя изменчивость переноса АВ показывает высокую корреляцию между ветром в северных морях и Северной Атлантике, взаимосвязи между переносом АВ, ветром и Северо-Атлантическим колебанием не являются устойчивыми и полностью нарушаются в периоды максимального притока АВ в 1930–1940-е гг. и в 2000–2010-е гг. [22, 49]. Поэтому получает все больше подтверждений опережающее влияние притока АВ на развитие климатических аномалий в высоких широтах [50, 51], впервые установленное В.Ю. Визе [47].

В работах [52, 53] показано, что истоки этого влияния находятся в низких широтах Северной Атлантики, в области аномально высокой температуры поверхности океана (ТПО). Аномалии ТПО в этой области формируют отклик в поступлении АВ и атмосферном транспорте тепла и влаги в приатлантическую Арктику. Здесь мы проследили проявление этого отклика в изменениях температуры воды в отдельных районах на пути от тропической Атлантики до Арктического бассейна (рис. 10 а).

На рис. 10 б показана синхронная корреляция между средней температурой воды за январь–июнь в слое 50–200 м на станциях 3–7 океанографического разреза по Кольскому меридиану (33,5° в.д.), которая служит репрезентативным индикатором изменений притока АВ в Баренцево море [54], и измеренной в отдельные годы максимальной температурой воды в поверхностном слое в проливе Фрама. Ряд данных из пролива Фрама составили 44 значения в разные годы периода 1960–2017 гг., которым были соотнесены данные Кольского разреза за те же годы. Естественно, ряд температур из пролива Фрама содержит значительные случайные ошибки, поэтому коэффициент корреляции (0,60) сравнительно невелик, но значим. В работе [22] в расчетах на глобальной модели океана найдена корреляция (0,67) между переносом АВ через пролив Фрама и притоком в Баренцево море. Поэтому мы можем принять данные о температуре на Кольском разрезе в качестве репрезентативного индикатора изменений температуры АВ и в проливе Фрама.

В свою очередь, изменения температуры на Кольском разрезе связаны с изменениями температуры в октябре в области 5–20° с.ш., 60–30° з.д. (сезонный максимум ТПО) тремя годами ранее с коэффициентом корреляции 0,71 (рис. 10 б). Температура на Кольском разрезе (показатель температуры в проливе Фрама), в свою очередь, опережает на три года изменения максимальной температуры в слое АВ в районе мыса Арктический (средние координаты района 80,76° с.ш., 146,98° в.д.), с коэффициентом корреляции 0,70 (рис. 10 з). Контрольное звено в рассматриваемой последовательности связей — корреляция между ТПО в низких широтах и максимальной температурой в районе мыса Арктический спустя 6 лет (рис. 10 д) с коэффициентом 0,64.

Механизм передачи воздействия аномалий ТПО в низкоширотной области Северной Атлантики на температуру АВ в приатлантической Арктике, включающий взаимодействие между циркуляционными структурами в океане и атмосфере, предложен в работах [52, 53]. Таким образом, изменения в притоке АВ не только влияют на изменения структуры водных масс в Арктическом бассейне, но и служат индикатором отдаленного экваториального воздействия на арктические процессы.

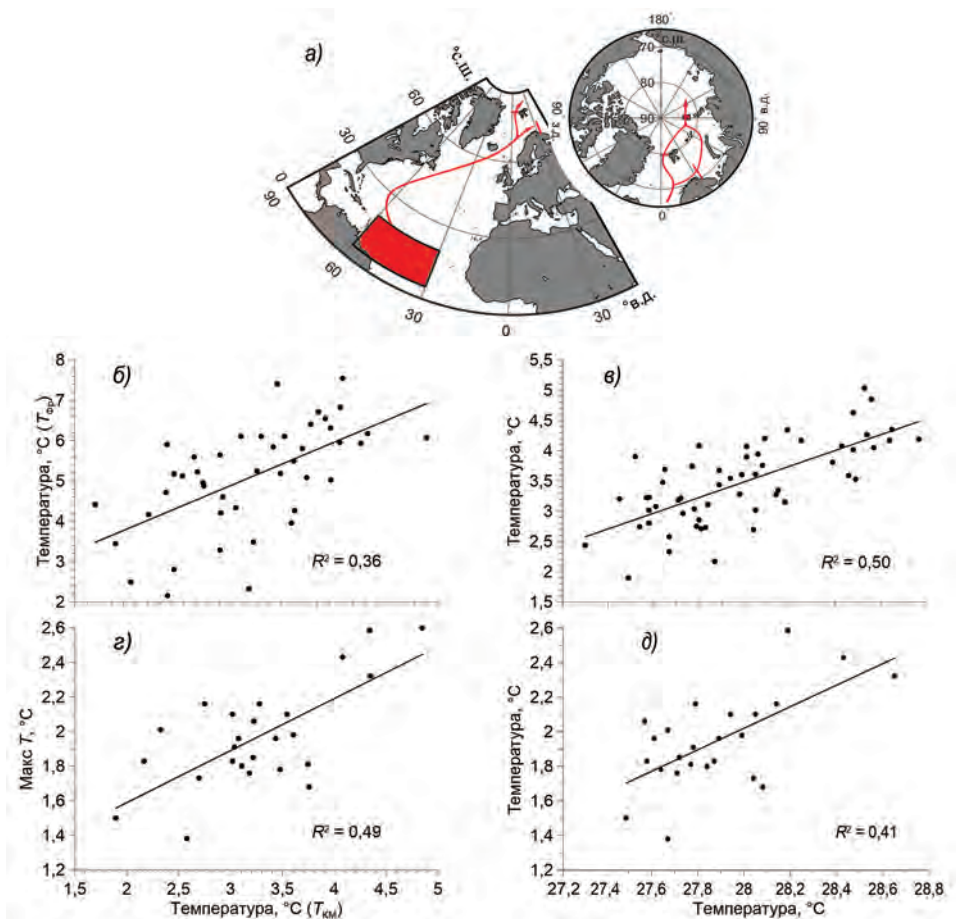


Рис. 10. Корреляционные зависимости между изменениями температуры АВ в разных районах океана от тропиков Северной Атлантики до м. Арктический в Арктическом бассейне в 1963–2016 гг. с учетом запаздываний:

a — схема распространения влияния аномалии ТПО из Северной Атлантики в Арктический бассейн; *б* — синхронная корреляция между средней температурой воды за январь–июнь в слое 50–200 м на станциях 3–7 океанографического разреза по Кольскому меридиану (33,5° в.д.) и максимальной температурой воды в поверхностном слое в проливе Фрама; *в* — корреляция между ТПО в области 5–20° с.ш., 60–30° з.д. и температурой воды в январе–июне на Кольском разрезе через 3 года; *г* — корреляция между температурой воды в январе–июне на Кольском разрезе и максимальной температурой в слое АВ в районе мыса Арктический (центр района 80,76° с.ш., 146,98° в.д.) через 3 года; *д* — корреляция между ТПО в октябре в области 5–20° с.ш., 60–30° з.д. и максимальной температурой в слое АВ в районе мыса Арктический спустя 6 лет

Fig. 10. Correlation between changes of AW temperature in different regions of the ocean from the tropics of the North Atlantic to the Cape Arktichesky in the Arctic Basin in 1963–2016, taking into account delays:

a — the spreading scheme of the influence of SST anomalies from the North Atlantic to the Arctic Basin; *б* — synchronous correlation between the average water temperature for January–June in a layer of 50–200 m at stations 3–7 of the oceanographic section along the Kola meridian (33,5° E) and the maximum water temperature in the surface layer in Fram Strait; *в* — correlation between SST in October in the region of 5–20° N, 60–30° W and water temperature in January–June at the Kola section three years later; *г* — correlation between water temperature in January–June at the Kola section and the maximal temperature in the AW layer in the area of Cape Arktichesky (the center of the area is 80,76° N, 146,98° E) after three years; *д* — correlation between SST in October in the region of 5–20° N, 60–30° W and the maximal temperature in the AW layer in the area of Cape Arktichesky after 6 years

ВЫВОДЫ

Обнаруженное в начале 1990-х гг. потепление в слое воды атлантического происхождения к северу от Карского моря отмечено на всей акватории Арктического бассейна во все последующие десятилетия по 2010-е гг. включительно.

Масштабные изменения в слое АВ повлияли на вертикальную структуру всей водной толщи Арктического бассейна. Верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с глубиной нулевой изотермы, повсеместно поднялась на несколько десятков метров (до 60 м и более) относительно ее положения до начала потепления в 1970-е гг.

В тоже время нижняя граница слоя АВ, также определяемая по глубине нулевой изотермы, опустилась в результате роста притока трансформированной АВ через Баренцево и Карское моря, что в совокупности с подъемом верхней границы слоя свидетельствует об увеличении объема АВ в Арктическом бассейне.

В результате вклад АВ в баланс вод Арктического бассейна значительно вырос, и восстановление баланса должно было произойти за счет сокращения толщины верхнего опресненного наиболее динамичного слоя и, соответственно, уменьшения содержания пресной воды в нем.

В 1990-е гг. СПВ в слое 0–100 м уменьшилось до 2 м и более в евразийской части Арктического бассейна к западу от 180° в.д., а к востоку от 180° в.д., ближе к берегам Аляски и Канадского архипелага, возросло. Эта тенденция усилилась в 2000-е и в 2010-е гг.

Сравнение распределений СПВ и положения верхней границы слоя АВ в разные десятилетия методом пространственной корреляции полей подтвердило тесную связь между обоими распределениями.

Влияние притоков пресной воды на изменения ее содержания проявилось в увеличении СПВ в районе Канадской котловины и круговорота Бофорта в 1990–2010-е гг., что отчасти может быть последствием усиления притока АВ в Северо-Европейский бассейн, сопровождающегося усилением циклоничности над Арктическим бассейном и переносами тепла и влаги через атлантический сектор СЛО.

Прослежено проявление отклика в изменениях температуры воды на входе в Арктический бассейн и на пути распространения АВ в бассейне в ответ на аномалии ТПО в приэкваториальной Атлантике, подтвержденное последовательностью связей и запаздываний.

Таким образом, изменения в притоке АВ не только влияют на изменения структуры водных масс в Арктическом бассейне, но и служат индикатором отдаленного экваториального воздействия на арктические процессы.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-05-60107). Авторы признательны рецензентам за полезные замечания и советы, способствовавшие улучшению изложения и уточнению результатов.

Acknowledgments. The research is supported by the Russian Foundation for Basic Research, Project 18-05-60107. The authors are grateful to the reviewers for useful comments and advice that contributed to the improvement of the presentation and refinement of the results.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F.* Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000. P. 589–608.
2. *Aagaard K., Carmack E.C.* The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № C10. P. 14485–14498.
3. *Алексеев Г.В., Иванов В.В., Кораблев А.А.* Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 45–52.
4. *Proshutinsky A., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 12493–12514.
5. *Трешиников А.Ф., Баранов Г.И.* Структура циркуляции вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 158 с.
6. *Hakkinen S.A.* Simulation of thermohaline effects of a Great Salinity Anomaly // J. Climate. 1999. V. 12. P. 1781–1795.
7. *Karcher M.J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C., Yashayaev I.* Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening // Geophys. Research Letters. 2005. V. 32. L21606.
8. *Jahn A., Aksenov Y.O., de Cuevas B.A., De Steur L., Häkkinen S., Hansen E., et al.* Arctic Ocean freshwater: How robust are model simulations? // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00D16. doi:10.1029/2012JC007907.
9. *Fedorov A., Barreiro M., Boccaletti G., Pacanowski R., Philander S.G.* The Freshening of surface waters in high latitudes: effects on the thermohaline and wind-driven circulation // J. Phys. Oceanogr. 2007. V. 37. P. 896–907.
10. *Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M.* The large-scale freshwater cycle of the Arctic // J. Geophys. Res. Ocean. 2006. V. 111. C11010. doi:10.1029/2005JC003424.
11. *Morison J.H., Kwok R., Peralta-Ferriz C., Alkire M., Rigor I.G., Andersen R., Steele M.* Changing Arctic Ocean freshwater pathways // Nature. 2012. V. 481. № 7379. P. 66–70.
12. *Rabe B., Karcher M.J., Schauer U., Toole J.M., Krishfield R.A., Pisarev S., Kauker F., Gerdes R., Kikuchi T.* An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period // Deep. Res. I. 2011. V. 58. P. 173–185.
13. *Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C., Nishino S., Shimada K., Kurita N.* Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C00A05.
14. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Korablev A.A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayaev I.* Arctic Ocean Freshwater Changes over the Past 100 Years and Their Causes // J. Climate. 2008. V. 21. № 2. P. 364–384.
15. *Rawlins A. A. M.A., Steele M., Holland M.M., Adam J.C., Cherry J.E., Francis J.A., Groisman P.Y., Hinzman L.D., Huntington T.G., Kane D.L., Kimball J.S., Kwok R., Lammers R.B., Lee C.M., Lettenmaier D.P., McDonald K.C., Podest E., Pundsack J.W., Rudels B., Serreze M.C., Shiklomanov A., Skagseth Ø., Troy T.J., Vörösmarty C.J., Wensnahan M., Wood E.F., Woodgate R., Yang D., Zhang K., Zhang T.* Analysis of the Arctic system for freshwater cycle intensification: Observations and expectations // J. Climate. 2010. V. 23. P. 5715–5737.
16. *Shu Q., Qiao F., Song Z., Zhao J., Li X.* Projected freshening of the Arctic Ocean in the 21 st century // J. Geophys. Res. Ocean. 2018. V. 123. P. 9232–9244.
17. *McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B.* Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L10602. P. 1–6.

18. Vihma T., Screen J.A., Tjernström M., Newton B., Zhang X., Popova V., Deser C., Holland M., Prowse T. The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts // *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2016. V. 121. P. 586–620.
19. Häkkinen S., Proshutinsky A. Freshwater content variability in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res. Ocean*. 2004. V. 109. C3.
20. Proshutinsky A., Yang J., Krishfield R.A., Gerdes R., Karcher M.J., Kauker F., Koeberle C., Hakkinen S., Hibler W., Holland D., Maqueda M., Holloway G., Hunke E., Maslowski W., Steele M., Zhang J. Arctic Ocean Study: Synthesis of Model Results and Observations // *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*. 2005. V. 86. № 40. P. 367–371.
21. Proshutinsky A., Krishfield R., Barber D. Preface to special section on Beaufort Gyre Climate System Exploration Studies: Documenting key parameters to understand environmental variability // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114, C00A08. doi:10.1029/2008jc005162.
22. Muilwijk M., Smedsrud L.H., Ilicic M., Drange H. Atlantic Water Heat Transport Variability in the 20th Century Arctic Ocean From a Global Ocean Model and Observations // *J. Geophys. Res. Ocean*. 2018. V. 123. № 11. P. 8159–8179.
23. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Rember R., Ivanov V.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Alekseev G.V., Sundfjord A. Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations // *Ocean Sci.* 2018. V. 14. № 6. P. 1349–1371.
24. Quadfasel D., Sy A., Wells D., Tunik A. Warming in the Arctic // *Nature*. 1991. V. 350. P. 385.
25. Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В. Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн // *Доклады РАН*. 1997. Т. 356. С. 401–403.
26. Алексеев Г.В., Фролов И.Е., Соколов В.Т. Наблюдения в Арктике не подтверждают ослабление термохалинной циркуляции в Северной Атлантике // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 413. № 2. С. 277–280.
27. Polyakov I.V., Besczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmon H.L., Skagseth O., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic // *Geophys. Research Letters*. 2005. V. 32. L17605. P. 1–4.
28. Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. № 2. P. 145–151.
29. Polyakov I.V., Bhatt U.S., Walsh J.E., Abrahamson E.P., Pnyushkov A.V., Wassmann P.F. Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations // *Ecol. Appl.* 2013. V. 23. № 8. P. 1745–1764.
30. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Ivanov V.V., Aksenov Y.O., Coward A.C., Janout M.A., Rabe B. Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 2015. V. 101. P. 80–97.
31. Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Иванов Н.Е., Ашик И.М., Соколов В.Т., Головин П.Н., Богородский П.В. Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ 2007/08 // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2009. Т. 1. № 81. С. 7–14.
32. Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века // *Метеорологические и геофизические исследования*. М.: Европейские издания, 2011. С. 3–25.
33. Environmental Working Group (EWG). Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Summer Period / ed. Joint U.S. Boulder, CO, 1998.
34. Barth A., Beckers J-M., Troupin C., Alvera-Azcárate A., Vandenbulcke L. Divand-1.0: n-dimensional variational data analysis for ocean observations // *Geosci. Model Dev.* 2014. V. 7. № 1. P. 225–241.
35. Troupin C., Machin F., Ouberdous M., Sirjacobs D., Barth A., Beckers J-M. High resolution climatology of the northeast Atlantic using Data Interpolating Variational Analysis (Diva) // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. 1–20.

36. Korablev A.A., Smirnov A.V., Baranova O.K. Climatological atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic // NOAA Atlas NESDIS 77. Silver Spring, Maryland, 2014. V. 13. № 77. 116 p.
37. Madec G.V. NEMO Ocean engine // Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Experimentation et Approches Numeriques. 2016. № 27. 386 p.
38. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. P. 553–597.
39. Fernandez E., Lellouche J.M. Product user manual for the Global Ocean Physical Reanalysis product GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030. 2018. 55 p.
40. Тимохов Л.А., Фролов И.Е., Кассенс Х., Карпий В.Ю., Лебедев Н.В., Малиновский С.Ю., Поляков И.В., Хелеманн Е. Изменения термохалинных характеристик трансполярной системы Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 2 (108). С. 34–49.
41. Rudels B. On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. // Nor. Polarinstitutt Skr. Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1987. V. 188. P. 53.
42. Rudels B., Schauer U., Björk G., Korhonen M., Pisarev S., Rabe B., Wisotzki A. Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s // Ocean Sci. 2013. V. 9. № 1. P. 147–169.
43. Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., Dieck W. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas // Deep. Res. I. 2002. V. 49. P. 2281–2298.
44. Schauer U., Muench R.D., Rudels B., Timokhov L.A. Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № C2. P. 3371–3382.
45. Proshutinsky A., Krishfield R.A., Timmermans M., Toole J.M., Carmack E.C., McLaughlin F.A., Williams W.J., Zimmermann S.L., Itoh M., Shimada K. Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № C00A10. P. 1–25.
46. Рябченко В.А., Алексеев Г.В., Неелов И.А., Дворников А.Ю. Распространение речных вод в Северном Ледовитом океане // Метеорология и гидрология. 2001. Т. 9. С. 61–69.
47. Визе В.Ю. Причины потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. Т. 1. С. 1–7.
48. Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // Int. J. Climatol. 2019. <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
49. McCarthy G.M., Joyce T., Josey S. Gulf Stream variability in the context of quasi-decadal and multi-decadal Atlantic climate variability: Gulf Stream and Atlantic variability // Geophys. Research Letters. 2018. V. 45. P. 11257–11264.
50. Årthun M., Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability // J. Clim. 2016. V. 29. № 2. P. 689–704.
51. Nummelin A., Li C., Hezel P.J. Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean // Geophys. Research Letters. 2017. V. 44. № 4. P. 1899–1908.
52. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 43–63.
53. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И. Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 1. С. 106–123.

54. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900–2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2009. 139 с.

REFERENCES

1. Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F. Fresh water freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Ed. Lewis E.L. et al. Kluwer Academic Press, 2000: 589–608.
2. Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. J. Geophys. Res. 1989, 94: 14485–14498.
3. Alekseev G.V., Ivanov V.V., Korablev A.A. Interannual variability of deep convection in the Greenland Sea. *Okeanologiya. Oceanology*. 1995, 35 (1): 45–52. [In Russian].
4. Proshutinsky A., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. J. Geophys. Res. 1997, 102: 12493–12514.
5. Treshnikov A.F., Baranov G.I. The structure of water circulation in the Arctic basin. Leningrad: Gigrometeoizdat, 1972: 158 p. [In Russian].
6. Hakkinen S.A. Simulation of thermohaline effects of a Great Salinity Anomaly. J. Climate. 1999, 12: 1781–1795.
7. Karcher M. J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C., Yashayaev I. Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening. Geophys. Research Letters. 2005, 32: L21606.
8. Jahn A., Aksenov Y.O., de Cuevas B.A., De Steur L., Häkkinen S., Hansen E. et al. Arctic Ocean freshwater: How robust are model simulations? J. Geophys. Res. 2012, 117: C00D16. doi:10.1029/2012JC007907.
9. Fedorov A., Barreiro M., Boccaletti G., Pacanowski R., Philander S.G. The freshening of surface waters in high latitudes: effects on the thermohaline and wind-driven circulations. J. Phys. Oceanogr. 2007, 37 (4): 896–907.
10. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M. The large-scale freshwater cycle of the Arctic. J. Geophys. Res. Ocean. 2006, 111: 1–19.
11. Morison J.H., Kwok R., Peralta-Ferriz C., Alkire M., Rigor I.G., Andersen R., Steele M. Changing Arctic Ocean freshwater pathways. Nature. 2012, 481: 66–70.
12. Rabe B., Karcher M.J., Schauer U., Toole J.M., Krishfield R.A., Pisarev S., Kauker F., Gerdes R., Kikuchi T. An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period. Deep. Res. I. 2011, 58: 173–185.
13. Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C., Nishino S., Shimada K., Kurita N. Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater. J. Geophys. Res. 2009, 114: C00A05.
14. Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Korablev A.A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayaev I. Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes. J. Climate. 2008, 21(2): 364–384.
15. Rawlins M.A., Steele M., Holland M.M., Adam J.C., Cherry J.E., Francis J.A., Groisman P.Y., Hinzman L.D., Huntington T.G., Kane D.L., Kimball J.S., Kwok R., Lammers R.B., Lee C.M., Lettenmaier D.P., McDonald K.C., Podest E., Pundsack J.W., Rudels B., Serreze M.C., Shiklomanov A., Skagseth Ø., Troy T.J., Vörösmarty C.J., Wensnahan M., Wood E.F., Woodgate R., Yang D., Zhang K., Zhang T. Analysis of the Arctic system for freshwater cycle intensification: Observations and expectations. J. Climate. 2010, 23: 5715–5737.
16. Shu Q., Qiao F., Song Z., Zhao J., Li X. Projected freshening of the Arctic Ocean in the 21 st century. J. Geophys. Res. Ocean. 2018, 123: 9232–9244.

17. McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B. Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean. *Geophys. Research Letters*. 2009, 36, L10602: 1–6.
18. Vihma T., Screen J.A., Tjernström M., Newton B., Zhang X., Popova V., Deser C., Holland M., Prowse T. The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts. *J. Geophys. Res. Biogeosciences*. 2016, 121: 586–620.
19. Häkkinen S., Proshutinsky A. Freshwater content variability in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res. Ocean*. 2004, 109: C3.
20. Proshutinsky A., Yang J., Krishfield R.A., Gerdes R., Karcher M.J., Kauker F., Koeberle C., Hakkinen S., Hibler W., Holland D., Maqueda M., Holloway G., Hunke E., Maslowski W., Steele M., Zhang J. Arctic Ocean study: synthesis of model results and observations. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*. 2005, 86 (40): 367–371.
21. Proshutinsky A., Krishfield R., Barber D. Preface to special section on Beaufort Gyre Climate System Exploration Studies: Documenting key parameters to understand environmental variability. *J. Geophys. Res.* 2009, 114: C00A08. doi:10.1029/2008jc005162.
22. Muilwijk M., Smedsrud L.H., Ilicak M., Drange H. Atlantic water heat transport variability in the 20th century Arctic Ocean from a Global Ocean model and observations. *J. Geophys. Res. Ocean*. 2018, 123 (11): 8159–8179.
23. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Rember R., Ivanov V.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Alekseev G.V., Sundfjord A. Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations. *Ocean Sci*. 2018, 14 (6): 1349–1371.
24. Quadfasel D., Sy A., Wells D., Tunik A. Warming in the Arctic. *Nature*. 1991, 350: 385.
25. Alekseev G.V., Bulatov L.V., Zaharov V.F., Ivanov V.V. The flow of unusually warm Atlantic waters into the Arctic basin. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 1997, 356: 401–403. [In Russian].
26. Alekseev G.V., Frolov I.E., Sokolov V.T. Observations in the Arctic do not confirm the weakening of the thermohaline circulation in the North Atlantic. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2007, 413 (2): 277–280. [In Russian].
27. Polyakov I.V., Besczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmon H.L., Skagseth O., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic. *Geophys. Research Letters*. 2005, 32 (L17605): 1–4.
28. Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012, 93 (2): 145–151.
29. Polyakov I.V., Bhatt U.S., Walsh J.E., Abrahamson E.P., Pnyushkov A.V., Wassmann P.F. Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations. *Ecol. Appl.* 2013, 23 (8): 1745–1764.
30. Pnyushkov A.V., Polyakov I.V., Ivanov V.V., Aksenov Y.O., Coward A.C., Janout M.A., Rabe B. Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 2015, 101: 80–97.
31. Alekseev G.V., Pnyushkov A.V., Ivanov N.E., Ashik I.M., Sokolov V.T., Golovin P.N., Bogorodsky P.V. Assessment of the climatic changes in the marine Arctic withipy 2007/08 DAT. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2009, 1 (81): 7–14. [In Russian].
32. Alekseev G.V., Ivanov N.E., Pnyushkov A.V., Harlanenkova N.E. Climatic changes in the marine Arctic at the beginning of the XXI century. *Meteorological and geophysical studies*. Moscow: Evropejskie izdaniya, 2011: 3–25. [In Russian].
33. Environmental Working Group (EWG). Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Summer Period. Ed. Joint U.S. Boulder, CO, 1998.
34. Barth A., Beckers J-M., Troupin C., Alvera-Azcárate A., Vandenbulcke L. Divand-1.0: n-dimensional variational data analysis for ocean observations. *Geosci. Model Dev.* 2014, 7 (1): 225–241.

35. Troupin C., Machin F., Ouberdous M., Sirjacobs D., Barth A., Beckers J.-M. High resolution climatology of the northeast Atlantic using Data Interpolating Variational Analysis (Diva). *J. Geophys. Res.* 2010, 115: 1–20.
36. Korablev A.A., Smirnov A.V., Baranova O.K. Climatological atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic. NOAA Atlas NESDIS 77. Silver Spring, Maryland, 2014, 13 (77): 116 p.
37. Madec G.V. NEMO Ocean engine. Laboratoire d’Oceanographie et du Climat: Experimentation et Approches Numeriques. 2016. № 27: 386 p.
38. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2011, 137: 553–597.
39. Fernandez E., Lellouche J.M. Product user manual for the Global Ocean Physical Reanalysis product GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030. 2018: 55 p.
40. Timokhov L.A., Frolov I.E., Kassens H., Karpiy V.Yu., Lebedev N.V., Malinovsky S.Yu., Polyakov I.V., Hoelemann J. Changes of termohaline characteristics of transpolar system of the Arctic Ocean. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2016, 2 (108): 34–49. [In Russian].
41. Rudels B. On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. *Nor. Polarinstitutt Skr. Norsk Polarinstitutt Skrifter* 188. 1987, 188: 53.
42. Rudels B., Schauer U., Björk G., Korhonen M., Pisarev S., Rabe B., Wisotzki A. Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s. *Ocean Sci.* 2013, 9 (1): 147–169.
43. Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., Dieck W. Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas. *Deep. Res. I*. 2002, 49: 2281–2298.
44. Schauer U., Muench R.D., Rudels B., Timokhov L.A. Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers. *J. Geophys. Res.* 1997, 102 (C2): 3371–3382.
45. Proshutinsky, A., Krishfield, R.A., Timmermans, M., Toole, J.M., Carmack, E.C., McLaughlin, F.A., Williams, W.J., Zimmermann, S.L., Itoh, M., Shimada, K. Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations. *J. Geophys. Res.* 2009, 114 (C00A10): 1–25.
46. Ryabchenko V.A., Alekseev G.V., Neelov I.A., Dvornikov A.Yu. Distribution of river waters in the Arctic Ocean. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2001, 9: 61–69. [In Russian].
47. Vise V.U. The reasons of Arctic warming. *Sovetskaya Arktika*. Soviet Arctic. 1937, 1: 1–7. [In Russian].
48. Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Urazgildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming. *Int. J. Climatol.* 2019. <https://doi.org/10.1002/joc.6040>.
49. McCarthy G.M., Joyce T., Josey S. Gulf Stream variability in the context of quasi-decadal and multi-decadal Atlantic climate variability: Gulf Stream and Atlantic variability. *Geophys. Research Letters*. 2018, 45: 11257–11264.
50. Årthun M., Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability. *J. Clim.* 2016, 29 (2): 689–704.
51. Nummelin A., Li C., Hezel P.J. Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean. *Geophys. Research Letters*. 2017, 44 (4): 1899–1908.
52. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Urazgildeeva A.V., Bobilev L.P. The effect of atmospheric heat and moisture transfers on warming in the Arctic during the winter period. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2016, 1: 43–63. [In Russian].

53. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I. Influence of temperature anomalies of the ocean surface in low latitudes on the atmospheric heat transport to the arctic. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2017, 1: 106–123. [In Russian].

54. Karsakov A.L. Oceanographic Investigations along the Kola Section in the Barents Sea in 1900–2008. Murmansk: PINRO Press, 2009: 139 p. [In Russian].

ПРИЛОЖЕНИЕ

Математическая формулировка метода климатической регрессии может быть записана следующим образом. Пусть имеется некоторая область Ω , условно равномерно покрытая данными наблюдений в точках x_i , таким образом, что $x_i \in \Omega$. Пусть в этой же области имеется другой набор точек $\{x_k\}$, такой что $x_k \in \Omega$ с известными климатическими значениями восстанавливаемого параметра. Для каждого наблюдения определим его аномалию относительно пространственного среднего:

$$X'_{i,obs} = X_{i,obs} - \bar{X}_{i,obs}, \quad (1)$$

$$\bar{X}_{i,obs} = \frac{\sum_{j=1}^{N_1} \alpha_{i,j} X_{j,obs}}{\sum_{j=1}^{N_1} \alpha_{i,j}}, \quad (2)$$

$$\alpha_{i,j} = \begin{cases} 1, & R(x_i, x_j) \leq R_{\max} \\ 0, & R(x_i, x_j) > R_{\max} \end{cases}, \quad (3)$$

где $X'_{i,obs}$ — аномалия величины X в точке x_i по данным наблюдений; $\bar{X}_{i,obs}$ — среднее значение параметра X в точке x_i по данным наблюдений; $\alpha_{i,j}$ — весовой коэффициент; N_1 — количество наблюдений.

Для каждой точки x_i , в которых имеется измерение восстанавливаемого параметра, также восстанавливается базовое климатическое значение с использованием данных в узлах регулярной сетки [34]. Для этого применим простой метод обратных расстояний между значениями в четырех близлежащих узлах.

$$X_{i,cl} = \frac{\sum_{j=1}^{N_2} \beta_{i,j} X_{j,grid}}{\sum_{j=1}^{N_2} \beta_{i,j}}, \quad (4)$$

$$\beta_{i,j} = \begin{cases} \frac{1}{R(x_i, x_j)}, & R(x_i, x_j) \leq R_{grid} \\ 0, & R(x_i, x_j) > R_{grid} \end{cases}, \quad (5)$$

где $X_{i,cl}$ — восстановленное климатическое значение параметра X в точке x_i ; $\beta_{i,j}$ — весовой коэффициент; $R(x_i, x_j)$ — расстояние между точками x_i и x_j ; N_2 — число точек с климатическими данными в узлах регулярной сетки.

По аналогии с данными наблюдений введем аномалии климатического распределения, определяемые следующим образом:

$$X'_{i,cl} = X_{i,cl} - \bar{X}_{i,cl}, \quad (6)$$

$$\bar{X}_{i,cl} = \frac{\sum_{j=1}^{N_2} \alpha_{i,j} X_{j,grid}}{\sum_{j=1}^{N_2} \alpha_{i,j}}, \quad (7)$$

где $X'_{i,cl}$ — климатическая аномалия величины X в точке x_i ; $\bar{X}_{i,cl}$ — среднее климатическое значение параметра X в точке x_i .

Таким образом, для каждой точки наблюдений мы определили как непосредственно значение аномалии наблюдений относительно пространственного среднего, так и аномалию климатического распределения. Принимая гипотезу о временной стационарности крупномасштабной структуры климатического поля, можно провести регрессионный анализ для каждой точки x_i и определить оптимальные коэффициенты линейной регрессии аномалий.

Общий вид уравнения регрессии аномалий записывается как:

$$X'_{j,obs} = a_i X'_{j,cl}, \quad (8)$$

где a_i — коэффициент линейной регрессии.

Оптимальные коэффициенты регрессии a_i ищутся из условия минимизации функционала ошибки F_i , определенного в каждой точке наблюдений следующим образом:

$$F_i = \sum_{j=1}^{N_1} \alpha_{i,j} (X'_{j,obs} - a_i X'_{j,cl})^2. \quad (9)$$

Из формул (3) и (9) следует, что использование весового множителя позволяет проводить процедуру согласования в сравнительно небольших областях, тем самым, сохраняя региональные особенности структуры восстанавливаемого поля. Непосредственно оптимизированное значение может быть вычислено с использованием коэффициентов регрессии по следующей формуле:

$$X_{i,opt} = a_i X'_{i,cl} + \bar{X}_{i,obs}, \quad (10)$$

где $X_{i,opt}$ — оптимизированное климатическое значение параметра X в точке x_i .

При проведении непосредственных расчетов по климатической оптимизации полей температуры вод в Северном Ледовитом океане параметр $R_{\max}$ брался равным 400 км.

УДК 551.326.1/.2(268.53/.56)

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404

ИЗМЕНЕНИЕ СРОКОВ УСТОЙЧИВОГО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ В ВОСТОЧНЫХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ РОССИИ В НАЧАЛЕ XXI в.

А.Г. ЕГОРОВ*, Е.А. ПАВЛОВА

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

*e-mail: ego@aari.ru

CHANGE IN THE TIME OF STABLE ICE FORMATION IN THE RUSSIAN EASTERN ARCTIC SEAS AT THE BEGINNING OF 21ST CENTURY

A.G. EGOROV, E.A. PAVLOVA

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

*e-mail: ego@aari.ru

Received September, 25, 2019

Accepted November, 25, 2019

Keywords: autumn period, ice cover of the Russian Arctic seas, multi-year variations, the Chukchi sea, the Laptev sea, the East-Siberian sea, time of stable ice formation.

Summary

The purpose of the paper is to analyze the spatial-temporal variability of the time of stable ice formation in the Russian Eastern Arctic seas (the Laptev Sea, the East-Siberian Sea, the Chukchi Sea) in autumn period during 1942–2018, as well as the climatic changes for the last 20 years. The specialized information archive containing the dates of stable ice formation in the elements of regular grid (5 degrees along the parallel and 1 degree along the meridian) based on the AARI observations and satellite imagery was developed. The archive covers 2.2 million km² of the Arctic area.

During the period from 1942 to 2018 one can reveal 4 consecutive climatic periods: mean dates of ice formation (1942–1953), anomaly early dates of ice formation (1954–1988), mean dates of ice formation (1989–2002) and anomaly late dates of ice formation (2003–2018). Notice that the ice formation regime in the 21st century, by its abnormality, differs radically from that in the 20th one. For the total area of three seas, the mean date of ice formation in the 21st century became 21 days later than in the 20th one. The most significant changes (up to 45 days) take place in the Chukchi Sea.

Citation: Egorov A.G., Pavlova E.A. Change in the time of stable ice formation in the Russian Eastern Arctic seas at the beginning of 21st century. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 389–404. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404.

The transformation of the ice formation regime typical for the 1942–2002 to the regime of 2003–2018 happened rather quickly — approximately within 5 years. The anomaly late time of ice formation began in the Chukchi Sea in 2003, and then this anomaly propagated to the East-Siberian Sea (in 2005) and to the Laptev Sea (in 2009). The 16-year period of anomaly late ice formation consists of three 5–6-year periods depending on location of the maximum anomalies: 2003–2008 (the Chukchi Sea), 2009–2013 (the Laptev Sea), and 2014–2018 (the Chukchi Sea again). As a consequence, the period of autumn warming, which has begun in 2003, is going on till present, and the latest date of ice formation in the eastern Arctic seas for the entire 77-year period was registered just in 2018.

Поступила 25 сентября 2019 г.

Принята к печати 25 ноября 2019 г.

Ключевые слова: Восточно-Сибирское море, ледяной покров арктических морей России, многолетняя изменчивость ледовых условий, море Лаптевых, срок устойчивого ледообразования, позднее ледообразование, Чукотское море.

По данным наблюдений за 1942–2018 гг. проведен анализ сроков устойчивого ледообразования в восточных морях Российской Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском). Выполнено описание среднемноголетнего варианта пространственного распределения изохрон устойчивого ледообразования в осенний период. Установлено, что начиная с 2003 г. наблюдается новый многолетний период аномально позднего появления льдов осеннего образования. Область очень позднего ледообразования впервые появилась в Чукотском море в 2003 г. и затем постепенно смещалась с востока на запад, до акватории моря Лаптевых в 2009 г. Осеннее потепление продолжается, и осенью 2018 г. было зафиксировано абсолютно позднее ледообразование за весь 77-летний ряд наблюдений.

ВВЕДЕНИЕ

Ледообразование является важным элементом ледового режима арктических акваторий, связующим воедино летний сезон очищения акватории ото льдов и зимний сезон нарастания толщины ледяного покрова [1]. Осеннее ледообразование не только определяет сроки окончания летней навигации и начала зимней навигации, но и служит объективным индикатором многолетних изменений, происходящих с ледяным покровом в Арктике [2].

Процесс устойчивого ледообразования в арктических морях России является результатом сложного взаимодействия факторов, с одной стороны, формирующих тепловой запас моря в период его нагревания и, с другой, — интенсивность теплоотдачи в период охлаждения [3]. Выхолаживание арктической морской поверхности обычно начинается в конце августа – начале сентября, совпадая во времени с максимальным накоплением тепла в поверхностном слое, и завершается появлением на свободных ото льда пространствах начальных видов льда — игл, сала, снежуры и шуги [4].

В течение последних двух десятилетий в Арктическом регионе происходят кардинальные изменения природной среды, которые охватывают, в том числе, и состояние ледяного покрова [5]. Устойчиво уменьшается толщина льдов в Арктическом бассейне и арктических морях [6], площадь распространения ледяного покрова и зимой, и летом [7]. Применительно к осеннему сезону наиболее важная ледовая трансформация относится к общему временному смещению сроков устойчивого ледообразования в позднюю сторону [8]. Однако более подробные, региональные и локальные особенности аномалий позднего ледообразования в арктических морях России до сих пор остаются недостаточно исследованными. Цель настоящей статьи — частично восполнить этот пробел.

Суммарная акватория морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского, общей площадью около 2,2 млн км², расположенная в зональной полосе между 100° в.д. и 160° з.д. и занимающая около 1/3 всей северной циркумполярной области, является важной составной частью Российской Арктики. Открытая граница с Арктическим бассейном и относительная близость к сибирскому побережью границы многолетних арктических льдов [9] традиционно делали восточные арктические моря относительно сложным участком судоходства по трассам Северного морского пути [10, 11]. Однако в XXI в. именно здесь происходят существенные природные изменения, связанные с общим потеплением и деградацией ледяного покрова, в результате чего открываются новые возможности для арктического транзитного судоходства из Атлантического океана в Тихий [12].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

При исследовании режима осенних ледовых процессов обычно используют данные наблюдений на полярных станциях о сроке устойчивого ледообразования. Однако эти данные характеризуют преимущественно прибрежные и мелководные акватории, при этом особенности формирования ледовых условий в глубоководных акваториях, расположенных вдали от побережья, описаны недостаточно полно. Для картированного представления пространственного распределения сроков устойчивого ледообразования по всей акватории восточных арктических морей ледовая информация об осенних процессах была упорядочена в узлах регулярной сетки с постоянным шагом в 5 градусов по долготе и 1 градус по широте (значения срока устойчивого ледообразования определялись в пространстве от 100-го градуса восточной долготы до 160-го градуса западной долготы, а также от 66-го градуса северной широты до 81-го градуса северной широты). Дата устойчивого ледообразования отсчитывалась в сутках начиная от 1 августа; то есть ледообразование, например, 10 сентября заносится в архив как 41 (41 сутки от 1 августа).

При организации архива были использованы три различных вида данных:

- для периода 1942–1980 гг.: бумажные карты распределения изохрон устойчивого ледообразования, построенные в отделе ледового режима и прогнозов ААНИИ; на каждой карте отражено пространственное перемещение изохрон ледообразования, как правило, с шагом в 5–10 суток; основные источники информации — полярные станции, авиационная ледовая разведка, морские суда;

- для периода 1981–1996 гг.: бумажные карты ледовых условий с шагом в 1 декаду (10 суток), на которой представлены различные ледовые границы, в том числе кромка льдов осеннего образования, построенные в Центре ледовой и гидрометеорологической информации ААНИИ; основные источники информации — полярные станции, авиационная ледовая разведка, искусственные спутники Земли, морские суда;

- для периода 1997–2018 гг.: данные характеристик ледяного покрова из архива Мирового центра данных по морскому льду (МЦД МЛ ААНИИ); архив содержит еженедельные геопривязанные данные характеристик ледяного покрова по Арктике и арктическим морям; архив представлен в формате СИГРИД-3 (SIGRID-3); основные источники информации — искусственные спутники Земли, полярные станции, морские суда.

Всего на акватории арктических морей в Восточном секторе Арктики оказалось 133 информационных узлов: в море Лаптевых — 53, в Восточно-Сибирском море — 50, в Чукотском море — 30. Ряд наблюдений, занесенный в архив, составляет период

с 1942 по 2018 г., длина ряда — 77 лет. Общее количество занесенных данных о календарных сроках устойчивого ледообразования в регулярных узлах — суммарно 10241 единица.

Опираясь на созданный массив данных, можно построить любые карты пространственного распределения сроков устойчивого ледообразования — среднемноголетние, экстремальные, типовые и др. В качестве обобщенного показателя, удачно характеризующего общий фон замерзания в море, в настоящей работе используется средний срок ледообразования, который определяется как среднее арифметическое для всех узлов, входящих в состав данной акватории [13]. Этот показатель отражает количественный и пространственный режим образования осенних льдов, свойственный для всей исследуемой акватории в конкретных физико-географических и гидрометеорологических условиях.

РЕЖИМ СРОКОВ УСТОЙЧИВОГО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ

При среднемноголетних условиях (ряд наблюдений 1942–2018 гг.) устойчивое ледообразование на акватории восточных арктических морей России — Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского начинается в первой декаде сентября, а завершается во второй декаде ноября, т.е. продолжается в течение примерно 8 декад осеннего периода (рис. 1). Растянутый во времени почти на три месяца процесс устойчивого ледообразования может быть разделен на три различных по продолжительности квазиоднородных периода в зависимости от пространственных особенностей перемещения по акватории изохрон устойчивого ледообразования.

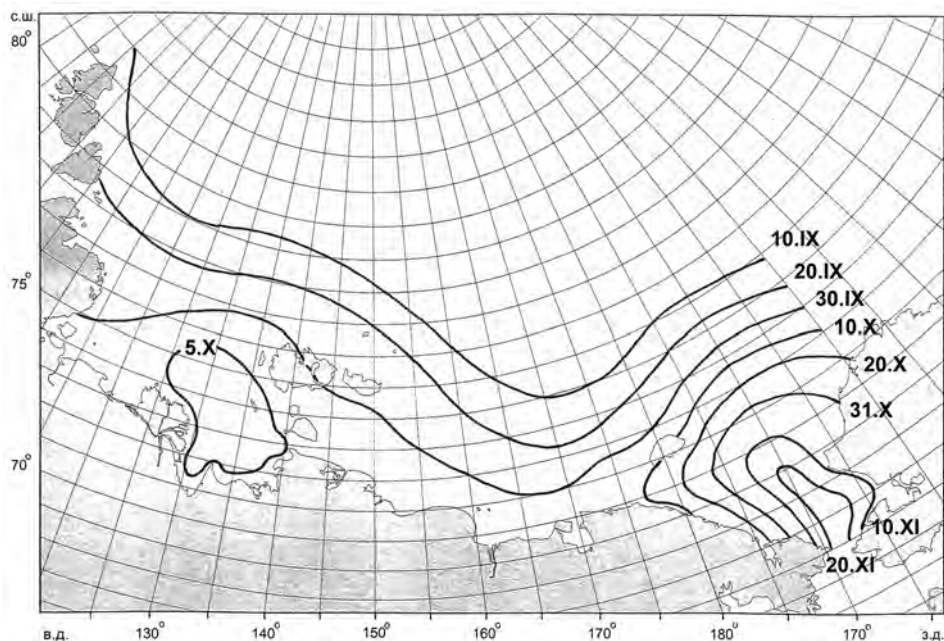


Рис. 1. Карта среднемноголетнего распределения изохрон устойчивого ледообразования в восточных арктических морях России в течение 1942–2018 гг.

Fig. 1. Map of mean climatic distribution of stable ice formation isochrones in the Russian Eastern Arctic seas averaged for the period from 1942 till 2018

В течение первого, продолжительностью около трех декад, этапа ледообразования, начавшееся в самых северных акваториях, граничащих с Арктическим бассейном, достигает северного побережья Евразии в районе п-ова Таймыр. Начало ледообразования в первой декаде сентября наблюдается на самом севере арктических акваторий: в море Лаптевых – вблизи 79–80-й параллели, в Восточно-Сибирском море — вблизи 74–75-й, в Чукотском море — вблизи 75–76-й; пространственная конфигурация самых ранних изохрон в начале сентября примерно ориентируется на положение остаточных льдов (точнее, границы сплоченных 7–10-балльных льдов) в конце августа — начале сентября [14]. Начавшееся на севере акватории ледообразование постепенно распространяется в генеральном направлении с севера на юг. В конце сентября наблюдается важная маркировочная веха: изохрона ледообразования в арктических морях Восточной Арктики достигает материковой и островной суши в районе северо-восточного побережья п-ова Таймыр, а также Новосибирских о-вов; т.е. с третьей декады сентября прекращается возможность плавания через пролив Вилькицкого и к северу от Новосибирских о-вов с запада на восток и с востока на запад по чистой воде, редким и разреженным остаточным льдам; отныне сквозное плавание предполагает обязательное движение по льдам осеннего образования. В течение описываемого этапа полного ледообразования акватории на обширном участке от п-ова Таймыр до о. Врангеля еще не наблюдается.

В течение достаточно короткого по продолжительности второго этапа ледообразование полностью достигает побережья материка на протяженном участке сибирского мелководья между взморьем реки Хатанги и проливом Лонга, в том числе в море Лаптевых между п-овом Таймыр и Новосибирскими о-вами. Этот этап длится всего одну декаду, и к окончанию первой декады октября вся протяженность арктического побережья от восточного побережья Северной Земли и п-ова Таймыр до п-ова Чукотка (между 100° и 180° в.д.) занята молодыми льдами осеннего образования. Самый важный содержательный и одновременно завершающий элемент этого этапа — замерзание прибрежной акватории между устьем реки Лены и Новосибирскими о-вами в течение первой декады октября.

В течение третьего этапа, продолжительностью примерно четыре декады, происходит завершение процесса ледообразования на акватории восточных арктических морей; причем последней во времени замерзает акватория Чукотского моря к востоку от 180-го меридиана и к югу от 71-й параллели. Изохроны ледообразования распространяются между п-овом Чукотка и п-овом Аляска в генеральном направлении с северо-запада на юго-восток. Этап начинается во второй декаде октября и завершается во второй половине ноября, когда окончательно замерзает акватория, непосредственно примыкающая к Берингову проливу.

Гистограмма распределения сроков устойчивого ледообразования (рис. 2) наглядно отражает основные особенности временного развития процесса ледообразования по пространству восточных арктических морей при среднемноголетнем сценарии. Вся выборка четко делится на две равные (по четыре декады) временные части.

В течение первой декады сентября — первой декады октября ледообразование, начавшись на севере акватории, распространяется в южном направлении и достигает сибирского побережья на обширной протяженности от п-ова Таймыр

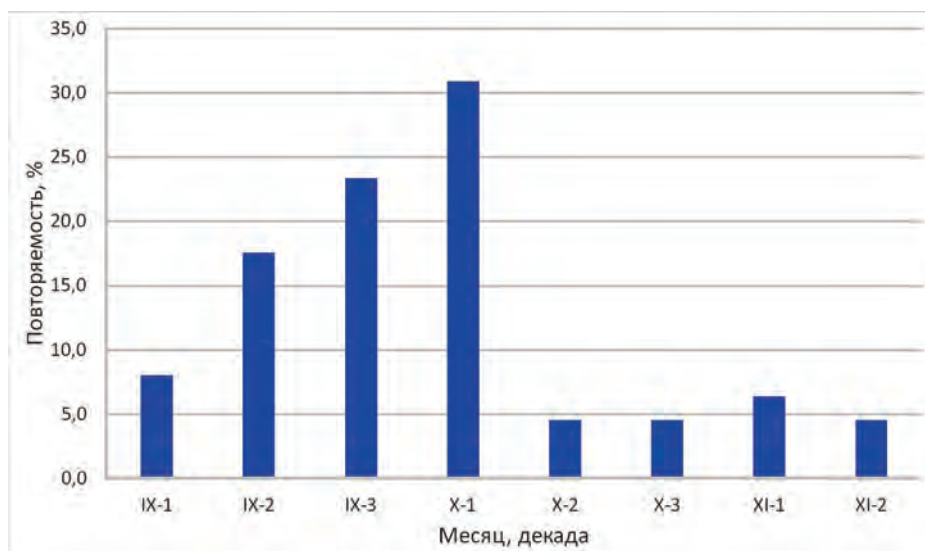


Рис. 2. Гистограмма распределения сроков устойчивого ледообразования в течение 1942–2018 гг. на суммарной акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского

Fig. 2. Histogram of the dates of stable ice formation (1942–2018) on the total area of the Laptev, East-Siberian and Chukchi Seas

до пролива Лонга. В среднем за каждую декаду площадь ледообразования прирастает примерно на 20 %, так что за четыре декады льдами осеннего образования покрывается огромная акватория — примерно 80 % суммарной площади восточных арктических морей России (или около 1,75 млн км²). Причем процесс ледообразования развивается по нарастающей: наблюдается прогрессирующее вовлечение в процесс ледообразования все больших и больших по площади акваторий: в первой декаде сентября замерзает примерно 8 % площади акватории, во второй декаде сентября еще 18 %, в третьей декаде сентября еще 23 %, в первой декаде октября еще 31 %. В первые две декады осенние льды покрывают примерно 1/4, а в следующие две декады — еще примерно половину суммарной площади морей, так что 49 % суммарной площади акватории покрывается осенними льдами уже к концу третьей декады сентября. Сразу после сезонной кульминации в первой декаде октября и достижения волной замерзания сибирского берега на протяжении от п-ова Таймыр до пролива Лонга интенсивность развития ледообразования в пространстве резко, скачкообразно уменьшается.

В течение второй декады октября — второй декады ноября ледообразование наблюдается только на восточной периферии зональной полосы сибирского шельфа, т.е. к востоку от пролива Лонга. Интенсивность развития процесса — по сравнению с предыдущим этапом — кардинально снижается: в среднем за четыре декады площадь ледообразования прирастает всего на 5–6 %, так что за четыре декады осенние льды покрывают только около 20 % площади суммарной акватории, т.е. по сравнению с первым этапом пространственная интенсивность ледообразования уменьшается примерно в четыре раза.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРОКОВ УСТОЙЧИВОГО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ

Многолетняя изменчивость сроков устойчивого ледообразования на суммарной акватории восточных арктических морей России (рис. 3) показывает наличие длительных периодов преобладания положительных и отрицательных аномалий в сроках наступления осенних ледовых условий. В течение 1942–2018 гг. наблюдались 4 климатических периода продолжительностью от 12 до 35 лет (табл. 1); основными критериями при определении временных границ периодов являлись, во-первых, повторяемость положительных и отрицательных аномалий сроков ледообразования и, во-вторых, величина этих аномалий.

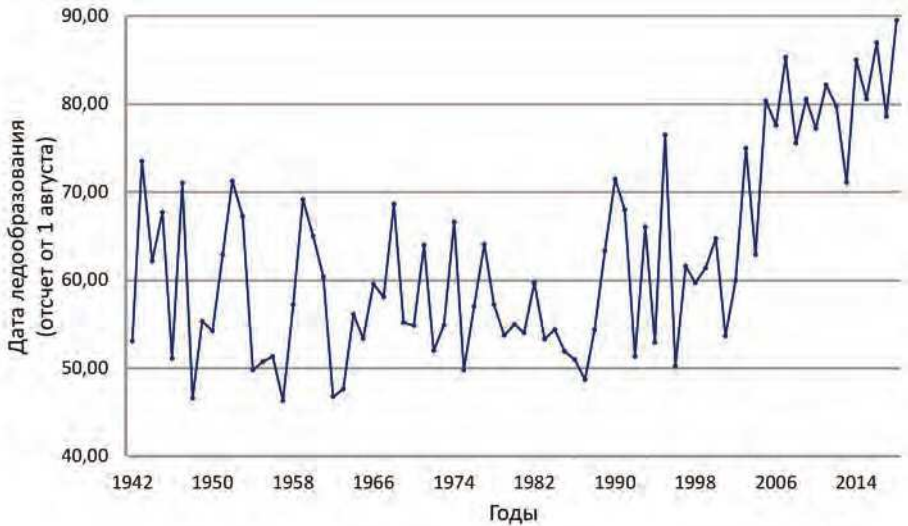


Рис. 3. Средняя дата устойчивого ледообразования на суммарной акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского в течение 1942–2018 гг.

Fig. 3. Mean date of stable ice formation on the total area of the Laptev, East-Siberian and Chukchi Seas averaged for the period from 1942 till 2018

Таблица 1

Среднемноголетние значения аномалий сроков устойчивого ледообразования (доли среднего квадратичного отклонения)

Период, годы	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море	Суммарная акватория
1942–1953	0,18	–0,14	–0,34	–0,11
1954–1988	–0,51	–0,59	–0,45	–0,60
1989–2002	–0,11	0,04	–0,23	–0,09
2003–2018	1,07	1,36	1,44	1,48

В течение 1942–1953 гг. на суммарной акватории арктических морей наблюдались условия осеннего ледообразования, близкие к среднемноголетним; из 12 лет наблюдалось по 6 случаев положительных и отрицательных аномалий. По пространству суммарной восточной арктической акватории наблюдалась определенная

неоднородность в распределении знака аномалии; по разные стороны от Новосибирских о-вов формировались аномалии противоположного знака.

В течение 1954–1988 гг. в восточных арктических морях наблюдались преимущественно условия раннего осеннего ледообразования. Из 35 лет наблюдались 29 случаев отрицательной аномалии и только 6 случаев положительной аномалии. По сравнению с предыдущим многолетним периодом (1942–1953 гг.) наблюдались более однородные пространственные условия [15]: во всех арктических морях формировалась аномалия одного знака, при этом разброс показателей был крайне невелик: от $-0,45$ величины среднеквадратического отклонения (с.к.о.) в Чукотском море до $-0,59$ величины с.к.о. в Восточно-Сибирском море. Именно в течение этого периода был отмечен самый ранний срок ледообразования на суммарной акватории восточных арктических морей в 1957 г.

В течение 1989–2002 гг. на суммарной акватории арктических морей вновь наблюдались условия осеннего ледообразования, близкие к среднемуголетним; из 14 лет наблюдалось 6 случаев положительных и 8 случаев отрицательных аномалий. По сравнению с предыдущим средним периодом (1942–1953 гг.) пространственная неоднородность в распределении аномалии уменьшилась примерно вдвое.

В течение 2003–2018 гг. на суммарной акватории арктических морей наблюдались условия очень позднего осеннего ледообразования; причем положительная аномалия отмечалась во всех 16 случаях. Как и во время многолетнего периода раннего ледообразования, наблюдались относительно однородные пространственные условия: во всех восточных арктических морях формировалась аномалия одного знака, при этом наибольшие аномалии наблюдались в Чукотском море, а наименьшие — в море Лаптевых. Именно в течение этого периода был отмечен самый поздний срок ледообразования на суммарной акватории восточных арктических морей в 2018 г.

Таким образом, в течение непрерывных наблюдений продолжительностью примерно $3/4$ века, происходит реализация следующей цепочки многолетних ледовых преобразований: средние сроки ледообразования → ранние сроки ледообразования → средние сроки ледообразования → поздние сроки ледообразования. Четыре многолетних периода разбиваются на две группы — 2 периода средних условий (1942–1953 гг. и 1989–2002 гг.) и 2 периода аномальных условий (1954–1989 гг. и 2003–2018 гг.).

В XXI в. режим сроков устойчивого ледообразования стал существенно отличаться от природных условий предыдущего века. Начиная с 2003 года наблюдаются только положительные аномалии сроков устойчивого ледообразования, т.е. в течение 16 лет подряд. А начиная с 2005 года в 12 случаях из 14 отмечается такая величина положительной аномалии, которая ни разу не наблюдалась в течение всего XX в. Средняя аномалия за 14-летний период 2005–2018 гг. составляет $1,62$ величины с.к.о., а за 5-летний период 2014–2018 гг. — $1,92$ величины с.к.о., т.е. в течение 2000-х гг. сформировался новый период очень поздних сроков ледообразования, а в течение 2010-х гг. эти положительные аномалии продолжают постепенно увеличиваться.

Если анализировать сроки ледообразования для всей суммарной арктической акватории «от пролива до пролива», то начало периода позднего ледообразования приходится на осень 2005 г. Однако более подробный анализ, с учетом географического масштаба отдельных арктических морей, показывает, что период осеннего потепления начался на несколько лет раньше, а именно еще в 2003 г.

Весь ряд наблюдений может быть разделен на два периода: 1942–2002 гг. и 2003–2018 гг. Основными критериями определения границы между периодами являются, во-первых, устойчивые (повторяемость 100 %) положительные аномалии сроков ледообразования с 2003 г. и, во-вторых, средняя величина положительной аномалии после 2003 г., которая составляет 1,48 величины с.к.о.; такие постоянные во времени и значительные по величине аномалии ранее не наблюдались. Период 1942–2002 гг. характеризует особенности ледообразования в течение XX в., а период 2003–2018 гг. — в начале XXI в. Разница между сроками ледообразования этих двух многолетних периодов показывает основные изменения осеннего ледового режима восточных арктических морей, произошедшие от XX к XXI веку (рис. 4).

В среднем для трех арктических морей средний срок устойчивого ледообразования в XXI в. сместился в более позднюю сторону на 21,1 суток. Однако в протяженной зональной полосе от Северной Земли до Аляски наблюдаются существенные пространственные неоднородности в распределении этих аномалий сроков ледообразования.

Область наибольших отклонений сроков ледообразования, ограниченная изохроной 30 суток, располагается в восточной части исследуемой акватории и включает северную часть Чукотского и восточную часть Восточно-Сибирского морей. Абсолютно максимальные значения (до 45 суток) наблюдаются к северо-востоку от о. Врангеля, в северной части Чукотского моря вблизи 72–73-й параллели между 180° и 165° з.д.

Область наименьших отклонений сроков ледообразования, ограниченная изохроной 10 суток, располагается в южной части моря Лаптевых (южнее 74-й параллели).

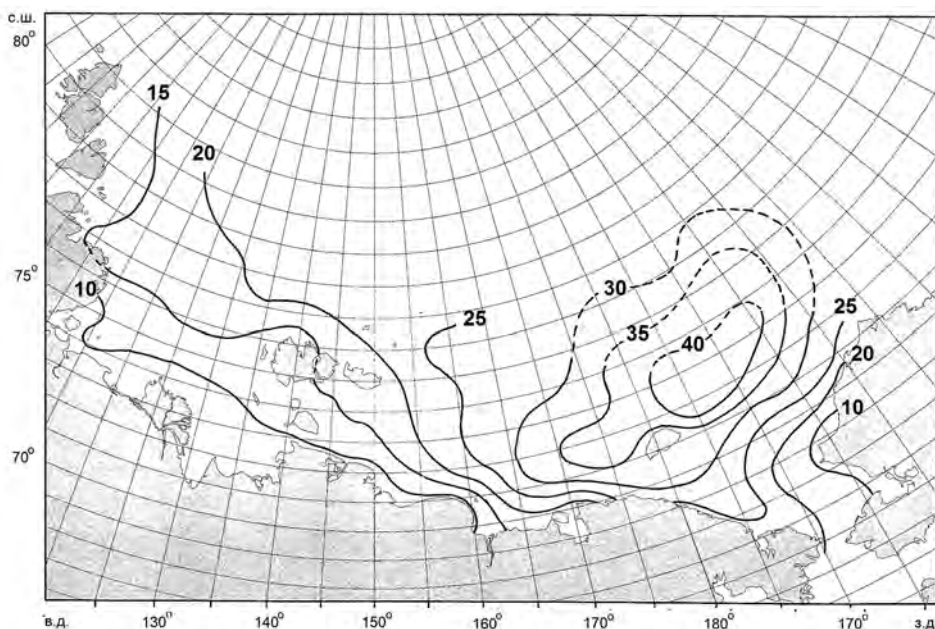


Рис. 4. Разница (сутки) в сроках устойчивого ледообразования в восточных морях Российской Арктики между периодами 2003–2018 гг. и 1942–2002 гг.

Fig. 4. Difference (in days) between the dates of stable ice formation in the Eastern Russian Arctic seas in 2003–2018 and those in 1942–2002

лели) и на юго-западном мелководье Восточно-Сибирского моря (также локальный фрагмент расположен у западного побережья Аляски). Абсолютно минимальное значение (до 5 суток) наблюдается на мелководье Оленёкского залива в море Лаптевых.

Восточно-Сибирское море является переходным буфером между восточной областью наибольших отклонений и западной областью наименьших отклонений, при этом граница между двумя областями, примерно равными по площади, проходит вблизи 160-го восточного меридиана и примерно совпадает с пространственным положением изохроны 25 суток.

По акватории Чукотского моря средний срок устойчивого ледообразования составил: в 1942–2002 гг. — 18 октября, а в 2003–2018 г. — 17 ноября, разница — 29,5 суток.

По акватории Восточно-Сибирского моря средний срок устойчивого ледообразования составил: в 1942–2002 гг. — 19 сентября, а в 2003–2018 г. — 13 октября, разница — 23,4 суток.

По акватории моря Лаптевых средний срок устойчивого ледообразования составил: в 1942–2002 гг. — 23 сентября, а в 2003–2018 гг. — 7 октября, разница — 14,2 суток.

То есть средний для акватории размах изменений сроков ледообразования в XXI в. в Чукотском море примерно в 2 раза больше, чем в море Лаптевых.

Другой особенностью является тот факт, что если в 1942–2002 гг. в среднем поз-же всего замерзало Восточно-Сибирское море, то в 2003–2018 гг. — море Лаптевых.

При сравнении гистограмм распределения сроков ледообразования в 1942–2002 гг. и 2003–2018 гг. наблюдаются две основные особенности изменения режима осеннего замерзания в XXI в. (рис. 5).

Отмечается общий сдвиг основных составляющих гистограммы с наибольшей повторяемостью примерно на две декады вправо, т.е. в сторону более поздних сро-

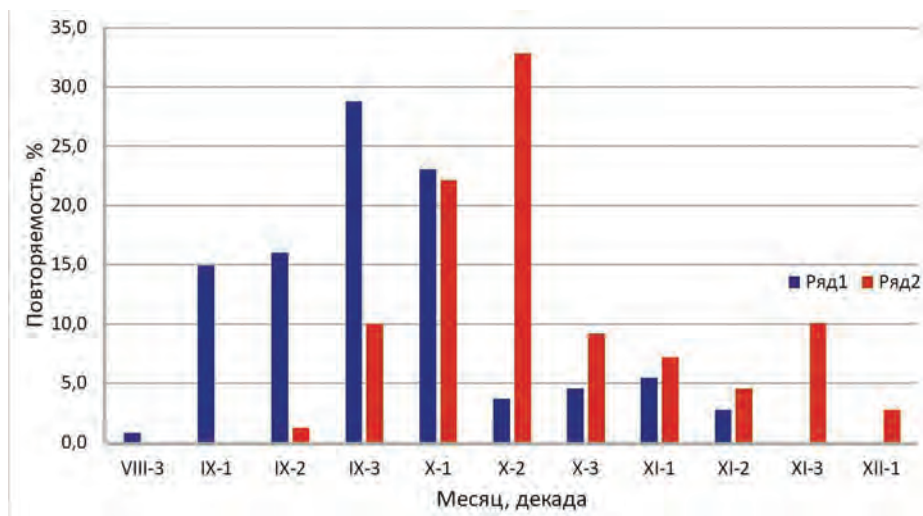


Рис. 5. Гистограмма распределения сроков устойчивого ледообразования на суммарной акватории восточных арктических морей в 1942–2002 гг. (ряд 1) и 2003–2018 гг. (ряд 2)

Fig. 5. Histogram of the dates of stable ice formation on the total area of eastern Arctic seas in 1942–2002 (1) and in 2003–2018 (2)

ков; при этом первые три декады активного прогрессирующего развития процесса замерзания, когда молодые льды быстро покрывают не менее половины площади акватории, остались очень схожими. В 1942–2002 гг. ледообразование начинается на севере арктических морей в первой декаде сентября, и через две декады (к третьей декаде сентября) изохроны ледообразования уже почти достигают северного побережья Якутии, так что 60,5 % покрываются осенними льдами. В 2003–2018 гг. ледообразование начинается в третьей декаде сентября и через две декады (ко второй декаде октября) изохроны ледообразования достигают северного побережья Якутии, так что 66,2 % покрываются осенними льдами. Максимум пространственной экспансии ледообразования отмечается в третьей декаде сентября (примерно 29 %) в XX в. и во второй декаде октября (примерно 33 %) — в XXI в.

После декады наибольшей пространственной экспансии ледообразования наблюдаются характерные изменения на затухающем этапе процесса замерзания — этот период длится примерно четыре декады (вторая декада октября — первая декада ноября) в XX в. и примерно 5 декад (третья декада октября — первая декада декабря) — в XXI в.; в первом случае ледообразование охватывает 16,5 % площади суммарной арктической акватории, во втором — 33,8 %. Соответственно, почти в 2 раза изменяется пространственная интенсивность процесса замерзания моря: в XX в. средняя скорость ледообразования составляет примерно 4 % площади суммарной акватории за декаду, в XXI в. интенсивность процесса замерзания составляет около 7 % площади суммарной акватории за декаду.

Таким образом, для суммарной восточной арктической акватории в XXI в. характерно, что в течение первой половины осеннего периода сроки ледообразования смещаются примерно на две декады в позднюю сторону, а в течение второй половины периода процесс ледообразования растягивается во времени, а интенсивность его развития по пространству уменьшается примерно вдвое.

ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕГО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ В 2003–2018 гг.

В режимном отношении интересно отметить, что переход от среднего фона ледообразования в XX в., который наблюдался в течение не менее полувека, к среднему фону ледообразования в XXI в., который наблюдается уже второе десятилетие, произошел в течение ограниченного по продолжительности, относительно короткого временного периода длиной всего в 5–6 лет. Так, линейный тренд срока ледообразования составил около 0,004 суток в год для ряда 1942–2002 гг., около 0,150 суток в год для ряда 2007–2018 гг. и около 4,333 суток в год для ряда 2003–2007 гг. То есть до 2002 г. и после 2007 г. линейный тренд был очень незначительным, однако между указанными годами он увеличился многократно.

Период от 2002 до 2007 г. представляет собой интервал времени, в течение которого был осуществлен переход от предыдущего, близкого к среднесезонному для всего XX в., периода замерзания моря к современному периоду осеннего потепления, для которого характерны аномально поздние сроки ледообразования. Так, если в 2001 г. средний срок ледообразования для всей суммарной акватории восточных арктических морей составил 53,7 (23 сентября), то в 2007 г. средний срок ледообразования составил уже 85,3 (24 октября); таким образом, в течение всего шести лет средний срок ледообразования сместился в позднюю сторону сразу на 31,6 суток, в среднем на 5–6 суток ежегодно. Однако этот переход от среднего к позднему ледообразованию не был однонаправленным, непрерывным и устойчивым, но представлял собой дискретный, прерывистый и неустойчивый процесс, основным

содержанием которого является четко отличающийся режим для нечетных и четных годов. В нечетный год — по сравнению с предыдущим четным — происходит заметное смещение сроков ледообразования в позднюю сторону: в 2003 г. — на 15 суток, в 2005 г. — на 17, в 2007 г. — на 8 (в среднем — на 13 суток). Напротив, в четный год по сравнению с предыдущим нечетным происходит возвратное смещение сроков ледообразования в раннюю сторону: в 2004 г. — на 12 суток, в 2006 г. — на 3 суток (в среднем на 7,5 суток). В результате формируется своеобразная пилообразная структура на общем положительном тренде: срок ледообразования в нечетный год растет по сравнению с предыдущим четным, а в четный год падает по сравнению с предыдущим нечетным. То есть переход от среднемноголетнего уровня ледообразования, характерного до 2002 г., к аномальному и устойчивому позднему, характерному после 2007 г., произошел за счет нечетных лет, при этом четный год (между нечетными) являлся некоторой обратной компенсацией.

Временный возврат к относительно ранним срокам ледообразования происходит: в 2004 г. — в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, а в 2006 г. — в море Лаптевых. Во всех морях кроме Чукотского в четные годы сроки ледообразования наблюдаются в среднем примерно на 0,7–1,2 величины с.к.о. раньше, чем в нечетные годы. И только в Чукотском море и в четные годы не отмечается возвратных колебаний в сроках ледообразования. Причины этого явления, возможно, зависят от пространственного режима остаточных льдов в четные годы; исследования в этом направлении необходимо продолжить.

Таким образом, для переходного периода 2003–2007 гг. характерны следующие особенности:

- наибольшие положительные аномалии сроков устойчивого ледообразования локализованы на востоке исследуемой акватории; именно Чукотское море является исходным «центром», откуда началось распространение осеннего ледового потепления;
- переход на новый многолетний уровень позднего ледообразования произошел постепенно, в течение примерно 5 лет, с поступательно-возвратным режимом колебаний сроков ледообразования в нечетные/четные годы;
- возвратные колебания режима ледообразования в сторону относительно ранних сроков происходили прежде всего на акватории моря Лаптевых (и в меньшей степени в Восточно-Сибирском море).

16-летний период 2003–2018 гг., характерный для текущего режима ледообразования в XXI в., может быть разделен на три 5–6-летних периода в зависимости от географической локализации области наибольших аномалий сроков устойчивого ледообразования (табл. 2). Основным критерием выделения временных границ является пространственное — на востоке или на западе исследуемой акватории — расположение самых крупных по величине поздних аномалий ледообразования.

В течение 2003–2008 гг. наибольшие положительные аномалии сроков устойчивого ледообразования располагались на востоке, прежде всего в Чукотском море, а в море Лаптевых режим ледообразования мало отличался от среднемноголетнего; Восточно-Сибирское море по степени аномальности было ближе к Чукотскому. Также Чукотское море было единственной акваторией, где ежегодно в течение 6 лет величина аномалии не опускалась ниже значения 1,00 величины с.к.о. (как, например, это наблюдалось в Восточно-Сибирском море в 2004 г.).

Таблица 2

**Среднемноголетние значения аномалий сроков устойчивого ледообразования
(доли с.к.о.) в течение 2003–2018 гг.**

Годы	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море	Суммарная акватория
2003–2008	0,30	1,34	1,48	1,20
2009–2013	1,58	1,06	0,99	1,39
2014–2018	1,49	1,69	1,84	1,92
Четные и нечетные годы в течение 2003–2007 гг.				
2003+2005+2007	0,70	1,76	1,57	1,57
2004+2006	–0,34	0,65	1,56	0,68
Четные и нечетные годы в течение 2014–2018 гг.				
2014+2016+2018	2,06	1,84	1,81	2,19
2015+2017	0,65	1,45	1,88	1,51

В течение 2009–2013 гг. наибольшие положительные аномалии сместились с востока на запад и наблюдались в море Лаптевых. В морях Восточно-Сибирском и Чукотском средняя аномалия уменьшилась по сравнению с предыдущим периодом на 20–30 % примерно до 1,0 величины с.к.о. В 2012 г. в Чукотском море и в 2013 г. в Восточно-Сибирском море сроки ледообразования примерно соответствовали многолетней (для 77-летнего ряда) норме.

В течение 2014–2018 гг. наибольшие аномалии, как и в 2003–2008 гг., вновь наблюдались в Чукотском море, однако и в двух остальных акваториях сохранялся достаточно высокий уровень положительных аномалий. В Чукотском море ежегодно в течение 5 лет положительная аномалия превышала порог в 1,5 величины с.к.о., а в Восточно-Сибирском море порог в 1,4 величины с.к.о. В 2017 г. в море Лаптевых сроки ледообразования примерно соответствовали многолетней (для 76-летнего ряда) норме.

Отметим, что в течение последнего периода 2014–2018 гг. также наблюдается некоторая двухлетняя цикличность. Для суммарной акватории трех морей в нечетные годы величина аномалии сроков ледообразования примерно на 1/3 меньше, чем в четные годы (прежде всего за счет акватории моря Лаптевых).

В течение 2003–2018 гг. для суммарной акватории морей происходит постепенное увеличение величины положительных аномалий. Это происходит за счет двух обстоятельств: во-первых, пространственного вовлечения в процесс позднего ледообразования, начавшегося в Чукотском море в 2003 г., всех остальных морей, сначала Восточно-Сибирского в 2005 г., а затем и моря Лаптевых в 2009 г. и, во-вторых, сохранения уже достигнутой величины положительных аномалий в море Лаптевых и некоторого ее увеличения в морях Восточно-Сибирском и особенно в Чукотском море. Волна позднего потепления, возникнув в Чукотском море, сначала в своем пространственном движении достигла моря Лаптевых, а затем вернулась обратно, количественно сохранив и даже несколько увеличив степень своего развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Архив информации о сроках устойчивого ледообразования в 1942–2018 гг. на пространстве арктических восточных морей от 100° в.д. до 160° з.д. и от 66° до 81° с.ш. позволяет анализировать пространственные и временные особенности режима формирования осенних льдов в XX и начале XXI в. не только прибрежных

и мелководных вод, но и относительно глубоководных акваторий, расположенных вдали от материкового побережья.

2. При среднемноголетних условиях ледообразование растянуто во времени примерно на 8 декад, от начала сентября до середины ноября. Первые 4 декады, когда ледообразование от границы остаточных льдов достигает азиатского побережья, процесс замерзания развивается очень активно, так что к началу октября осенние льды покрывают уже около 80 % всей акватории; однако затем, когда изохроны приближаются к Берингову проливу, интенсивность ледообразования уменьшается примерно в 4 раза.

3. Многолетняя изменчивость сроков устойчивого ледообразования показывает, что в XXI в. наблюдается новое ледовое явление, которое ранее (в XX в.) не наблюдалось: каждый год начиная с 2003-го происходит устойчивое аномально позднее ледообразование в осенний период. Среднее смещение даты ледообразования в позднюю сторону составляет для совместной акватории трех морей около трех недель.

4. Пространственное распределение положительных аномалий сроков устойчивого ледообразования в среднем для периода 2003–2018 гг. характеризуется сильной неоднородностью. Наибольшие аномалии позднего ледообразования (до 35–40 суток) располагаются в Чукотском море и в восточной части Восточно-Сибирского моря; в море Лаптевых средняя величина аномалий примерно вдвое меньше. В географическом развитии позднего ледообразования присутствует определенный пространственный порядок.

5. Позднее ледообразование началось в 2003 г. на акватории Чукотского моря, в 2005 г. оно распространилось на акваторию Восточно-Сибирского моря и в 2009 г. — в море Лаптевых. Область наиболее крупных аномалий располагалась в 2003–2007 гг. к востоку, а в 2009–2013 гг. — к западу от Новосибирских о-вов; наконец, в 2014–2018 гг. наибольшие аномалии вновь располагаются в Чукотском море, но и в остальных морях сохраняется достаточно высокий уровень аномальности. Как следствие, период аномально позднего осеннего потепления, начавшись в 2003 г., продолжается до сих пор, и в 2018 г. был зафиксирован абсолютный максимум, т.е. самый поздний срок ледообразования на всем 77-летнем ряде наблюдений.

6. Переход от режима ледообразования XX в. к режиму XXI в. произошел в течение ограниченного по продолжительности, относительно короткого временного интервала длиной около 5 лет. Переход начался в 2003 г., завершился в 2007 г. и представлял собой поступательно-возвратный режим колебаний сроков ледообразования в нечетные и четные годы.

Благодарности. Статья подготовлена по результатам проектов «Исследование гидрометеорологических процессов в Мировом океане, морях и устьях рек России, Арктике и Антарктике» ЦНТП Росгидромета.

Acknowledgments. The article was prepared based on the results of the projects “Study of hydrometeorological processes in the world ocean, seas and estuaries of Russia, Arctic and Antarctic» of the Roshydromet TSTP.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Спичкин В.А. Основные природные факторы, определяющие аномалии сроков начала ледообразования в мелководных районах арктических морей // Труды ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 81–92.
2. Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. 432 с.

3. Крутских Б.А. Особенности ледообразования в арктических морях // Труды ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 106–117.
4. Карклин В.П. Повторяемость крупных аномалий сроков устойчивого ледообразования в арктических морях // Труды ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 93–102.
5. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
6. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149–160.
7. Думанская И.О. Ледовые условия морей азиатской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
8. Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Изменения климата Арктики при глобальном потеплении // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 1 (103). С. 33–41.
9. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
10. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л. Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для арктических морей заблаговременностью до 30 суток. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 288 с.
11. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ, 2010. 320 с.
12. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Науч. рук. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М.: Росгидромет, 2014. 1005 с.
13. Егоров А.Г. Долгосрочный прогноз сроков ледообразования в юго-западной части Карского моря // Информационный сборник Гидрометцентра РФ. 2005. № 31. С. 120–136.
14. Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Труды ААНИИ. 1944. Т. 190. 273 с.
15. Захаров В.Ф. Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 95 с.

REFERENCES

1. Spichkin V.A. Main natural factors defining the anomalies of the dates of ice formation in shallow water regions of the Arctic seas. *Trudy AANII. Proc. AARI*. 1987, 402: 81–92. [In Russian].
2. *Okeanografia i morskoi led*. Oceanography and sea ice. Moscow: Paulsen, 2011: 432 p. [In Russian].
3. Krutskich B.A. Peculiarities of ice formation in the Arctic seas. *Trudy AANII. Proc. AARI*. 1970, 292: 106–117. [In Russian].
4. Karklin V.P. Frequency of occurrence of large anomalies of the dates of stable ice formation in the Arctic seas. *Trudy AANII. Proc. AARI*. 1987, 402: 93–102. [In Russian].
5. IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.
6. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolianitskii V.M. Climatic changes of ice conditions in the Arctic seas of the Euroasian shelf. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2007, 75: 149–160. [In Russian].

7. *Dumanskaya I.O. Ledovye usloviia morei aziatskoi chasti Rossii.* Ice conditions of the seas of the Asian part of Russia. Obninsk: IG-SOTsIN, 2017: 640 p. [In Russian].
8. *Alekseev G.V., Radionov V.F., Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E.* Arctic climate change under global warming. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Arctic and Antarctic Research. 2015, 1 (103): 33–41. [In Russian].
9. *Gudkovich Z.M., Kirillov A.A., Kovalev E.G., Smetannikova A.V., Spichkin V.A. Osnovy metodiki dolgosrochnich ledovich prognozov dlja arkticheskikh morej.* Frequency of occurrence of large anomalies of the dates of stable ice formation in the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1972: 348 p. [In Russian].
10. *Gorbunov Yu.A., Karelin I.D., Kuznetsov I.M., Losev S.M., Sokolov A.L. Osnovy fiziko-statisticheskikh metodov ledovich prognozov i raschetov dlja arkticheskikh morej.* Basis of the physical-statistical methodology of ice forecasts and simulations for the Arctic seas with advance period up to 30 days. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983: 288 p. [In Russian].
11. *Opasnye ledovye javleniya dlja sudohodstva v Arktike.* Dangerous ice conditions for shipping in the Arctic. E.U. Mironov eds. St. Petersburg: AARI, 2010: 320 p. [In Russian].
12. *Vtoroi otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniiakh klimata i ikh posledstviakh na territorii Rossiiskoi Federatsii.* Second Roshydromet assessment report on climate change and its consequences in Russian Federation. Ed. V.M. Kattsov, S.M. Semenov. Moscow: Roshydromet, 2014: 1005 p. [In Russian].
13. *Egorov A.G.* Long-range forecast of the dates of ice formation in the south-western Kara Sea. Information collection of the Hydrometeorological Center of the Russian Federation. 2005, 31: 120–136. [In Russian].
14. *Wiese V.Yu. Osnovy dolgosrochnnykh ledovykh prognozov.* Fundamentals of long-term ice forecasts. Moscow: Glavsevmorput Publishing, 1944: 274 p. [In Russian].
15. *Zakharov V.F. Pokholodanie Arktiki i ledianoi pokrov arkticheskikh morei.* Cold snap of the Arctic and ice cover of the Arctic seas. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1976: 95 p. [In Russian].

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

УДК 551.510.4

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-405-421

ХАРАКТЕРИСТИКИ АЭРОЗОЛЯ НАД АРКТИЧЕСКИМИ МОРЯМИ ЕВРАЗИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ 2018 ГОДА И СРЕДНЕЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ЛЕТНЕ-ОСЕННИЕ ПЕРИОДЫ 2007–2018 ГОДОВ

В.Ф. РАДИОНОВ¹, Д.М. КАБАНОВ², В.В. ПОЛЬКИН², С.М. САКЕРИН², О.Н. ИЗОСИМОВА³

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

² — ФГБНУ Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

³ — ФГБНУ Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

*vradion@aari.ru

AEROSOL CHARACTERISTICS OVER THE ARCTIC SEAS OF EURASIA: RESULTS OF MEASUREMENTS IN 2018 AND AVERAGE SPATIAL DISTRIBUTION IN THE SUMMER-AUTUMN PERIODS OF 2007–2018

V.F. RADIONOV¹, D.M. KABANOV², V.V. POLKIN², S.M. SAKERIN², O.N. IZOSIMOVA³

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

² — V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia

³ — Limnology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

*vradion@aari.ru

Received July, 25, 2019

Accepted October, 2, 2019

Keywords: aerosol, arctic seas, atmosphere, spatial distribution.

Summary

In August–September 2018, on the route of the expedition “Arctic-2018” (R/V “Akademik Tryoshnikov”) in the Arctic Ocean we carried out the following cycle of measurements of aerosol characteristics: aerosol optical depth (AOD) of the atmosphere in the wavelength range of 0.34–2.14 μm , number concentrations of particles with diameters of 0.4–10 μm , and mass concentration

Citation: Radionov V.F., Kabanov D.M., Polkin V.V., Sakerin S.M., Izosimova O.N. Aerosol characteristics over the Arctic seas of Eurasia: results of measurements in 2018 and average spatial distribution in the summer-autumn periods of 2007–2018. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 405–421. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-405-421.

of absorbing substance (black carbon) in the near-ground layer. The optical and microphysical characteristics of aerosol were measured using portable sun photometer SPM, photoelectric particle counter AZ-10, and aethalometer MDA.

Analysis of the measurements showed that aerosol and black carbon concentrations are maximal in the atmosphere of the Barents Sea and especially in its southern part, subject to outflows of fine aerosol from the north of Europe. The average aerosol characteristics near Kola Peninsula had been 7.2 cm^{-3} for aerosol concentration, 167 ng/m^3 for black carbon concentration, and 0.16 for AOD ($0.5 \mu\text{m}$).

To estimate the specific features of the spatial variations in aerosol over the Arctic seas of Russia, we generalized the measurements in nine (2007–2018) expeditions. All aerosol characteristics are found to decrease from west toward east in the average spatial distribution. The average concentrations of aerosol are 3.5 cm^{-3} , black carbon concentrations are 41.2 ng/m^3 , and AOD ($0.5 \mu\text{m}$) values are 0.080 over the Barents Sea; and they decrease to 1.96 cm^{-3} , 24.3 ng/m^3 , and 0.039 respectively over the East Siberian Sea. The decreasing tendency in the northeastern direction is noted in more detailed latitude-longitude distributions of aerosol characteristics in the atmosphere over the Barents and Kara Seas.

Поступила 25 июля 2019 г.

Принята к печати 2 октября 2019 г.

Ключевые слова: арктические моря, атмосфера, аэрозоль, пространственное распределение.

В экспедиции «Арктика-2018» проведен очередной цикл измерений характеристик аэрозоля: аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы, счетных концентраций частиц ($0.4\text{--}10 \text{ мкм}$) и массовой концентрации сажи. Анализ данных показал, что максимальными концентрациями аэрозоля и сажи отличается атмосфера Баренцева моря и особенно южная часть, подверженная выносам мелкодисперсного аэрозоля с севера Европы. Вблизи Кольского полуострова средние концентрации аэрозоля составили $7,2 \text{ см}^{-3}$, сажи — 167 нг/м^3 , АОТ ($0,5 \text{ мкм}$) — 0,16. Для оценки пространственной изменчивости характеристик аэрозоля проведено обобщение данных измерений в девяти экспедициях (2007–2018). В среднем пространственном распределении отмечен спад всех характеристик аэрозоля с запада на восток. Над Баренцевым морем средние концентрации аэрозоля составляют $3,5 \text{ см}^{-3}$, сажи — $41,2 \text{ нг/м}^3$, АОТ ($0,5 \text{ мкм}$) — 0,080, а над Восточно-Сибирским морем они уменьшаются до $1,96 \text{ см}^{-3}$, $24,3 \text{ нг/м}^3$ и 0,039 соответственно.

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в формировании климатического и экологического состояния природной среды. В связи с происходящими изменениями климата и освоением Арктического бассейна особое значение приобрели исследования физико-химического состава и изменчивости аэрозоля в высоких широтах. Наряду с наблюдениями на арктических станциях [1–4], в последние годы активно развиваются исследования аэрозоля в морских экспедициях [4–7]. Наибольшее распространение получили измерения с борта научных судов аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы, счетной концентрации частиц аэрозоля и содержания в нем поглощающего вещества, которое обычно называют сажой, или black carbon.

На основе проведенных исследований установлено, что дефицит аэрозоля от собственных источников в арктической зоне восполняется выносами антропогенного и дымового аэрозоля из средних широт Евразии и Северной Америки [1, 2, 8–10]. Влияние аэрозольных загрязнений на арктическую атмосферу усиливается в конце зимы – начале весны. Температурные инверсии в этот период приводят к накоплению аэрозоля в подинверсионных слоях тропосферы, формирующего так называемую арктическую дымку [1, 11, 12].

Наши исследования в нескольких экспедициях в арктических морях Евразии [5, 13, 14] показали, что оптические и микрофизические характеристики аэрозоля

в летне-осенний период в среднем уменьшаются с запада на восток (от Баренцева моря до Восточно-Сибирского моря). В настоящей работе представлены результаты измерений характеристик аэрозоля на маршруте НЭС «Академик Трёшников» в экспедиции «Арктика-2018» и анализируются особенности среднего пространственного распределения аэрозоля в Российском секторе Северного Ледовитого океана (СЛО) на основе обобщенного массива данных, полученных в девяти арктических экспедициях в период с 2007 по 2018 г.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Маршрут экспедиции «Арктика-2018» на НЭС «Академик Трёшников» проходил от Баренцева моря до Восточно-Сибирского моря (рис. 1). Измерения характеристик аэрозоля выполнялись в период с 18 августа по 29 сентября 2018 г. При анализе полученных результатов дополнительно использованы данные измерений характеристик аэрозоля над Баренцевым морем в предшествующей экспедиции — 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (8–14 августа 2018 г.) [15].

В измерениях характеристик аэрозоля, как и в других наших экспедициях [5, 13, 14], использовался комплект приборов в составе солнечного фотометра SPM [16], аэталометра МДА [17] и счетчика частиц АЗ-10. На основе фотометрических наблюдений определялись: спектральные АОТ атмосферы в диапазоне спектра 0,34–2,14 мкм (τ_{λ}^a), параметры Ангстрема α и β , грубо- и мелкодисперсная компоненты АОТ (τ^c и $\tau_{0,5}^f$ — на длине волны 0,5 мкм), а также общее влагосодержание атмосферы W . С помощью счетчика частиц и аэталометра измерялись: счетные концентрации частиц диаметром 0,4–10 мкм (N_a), концентрации частиц мелкодисперсной N_f ($d = 0,4$ –1 мкм) и грубодисперсной N_c ($d > 1$ мкм) фракций и массовая концентрация в аэрозоле поглощающего вещества — сажи (M_{bc}).

Измерения приземных характеристик аэрозоля (N_a , M_{bc}) осуществлялись в автоматическом режиме, круглосуточно, с периодичностью 1 ч. Фотометрические наблюдения выполнялись сериями из нескольких замеров в ситуациях, когда Солнце

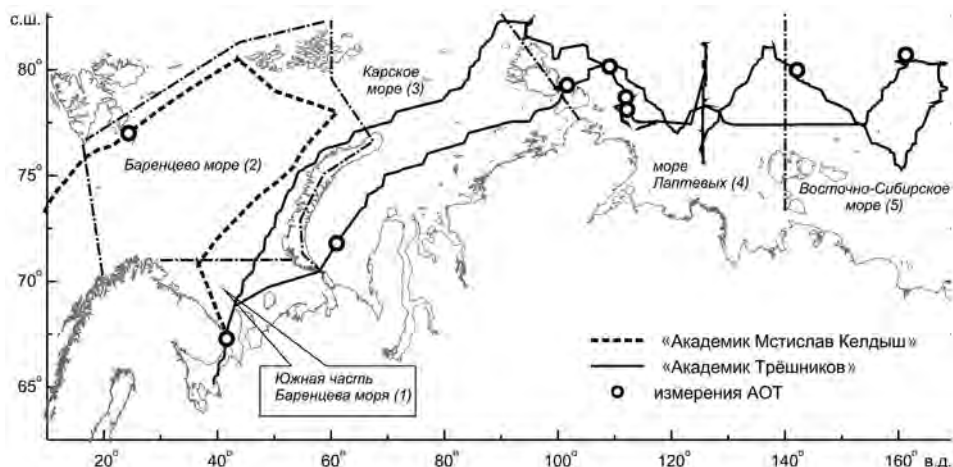


Рис. 1. Маршруты экспедиций 2018 г. на НЭС «Академик Трёшников» и «Академик Мстислав Келдыш» (штрихпунктирными линиями обозначены границы районов)

Fig. 1. Routes of cruises of R/V “Akademik Mstislav Keldysh” and R/V “Akademik Tryoshnikov” in 2018 (the dash-dotted lines indicate the boundaries of the analyzed areas)

Список арктических экспедиций, в которых проводились измерения характеристик атмосферного аэрозоля (2007–2018)

Экспедиции	Период	Арктические моря	Источник
54-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Сентябрь – октябрь 2007	Баренцево и Карское	[18]
АВЛАП/NAVOS-2013 на НЭС «Академик Федоров»	Август – сентябрь 2013	Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское	[5]
1-й рейс УПС «Профессор Хлюстин»	Август 2013	Восточно-Сибирское, Чукотское	[5]
АВЛАП/NAVOS-2015 на НЭС «Академик Трёшников»	Август – октябрь 2015	Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское	[14]
66-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Июль – август 2016	Баренцево и Карское	[13]
67-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Август – октябрь 2016	Баренцево, Карское, Норвежское	[13]
«Арктический плавучий университет» на НИС «Профессор Молчанов»	Июль 2017	Баренцево	[14]
71-й рейс НИС «Академик Мстислав Келдыш»	Июль – август 2018	Северная Атлантика, Баренцево	[15]
«Арктика-2018» на НЭС «Академик Трёшников»	Август – сентябрь 2018	Баренцево, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское	Данная статья

не было закрыто облаками. Более подробно методики измерений характеристик аэрозоля описаны в работах [5, 18].

В табл. 1 представлен перечень арктических экспедиций, результаты измерений в которых использовались в настоящей работе. Маршруты экспедиционных измерений характеристик аэрозоля в 2007–2017 гг. приводились в [14]. Общий объем данных, полученных в акватории различных морей (секторах СЛО), приведен в табл. 2.

Таблица 2

**Количество дней измерений характеристик аэрозоля
в различных арктических морях (секторах СЛО):
1-я строка — экспедиции 2018 г., 2-я строка — все экспедиции**

Характеристики	Баренцево море	Карское море	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море
Концентрации N_a, M_{bc}	10 68	7 92	17 60	12 40
АОТ	2 23	1 19	4 6	1 3

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характеристики аэрозоля в экспедиции «Арктика-2018»

Временной ход среднесуточных концентраций аэрозоля и сажи в период экспедиции «Арктика-2018» иллюстрируется на рис. 2. Общий диапазон изменения концентраций составил: $N_a = (N_f + N_c)$ от 0,15 до 16,9 см⁻³, M_{bc} от 7,9 до 638 нг/м³.

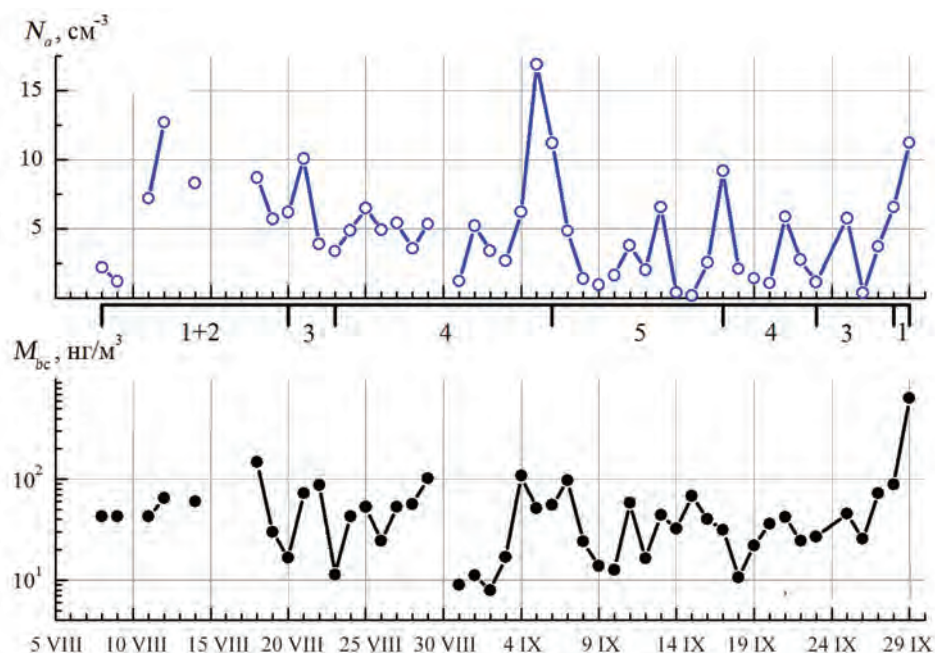


Рис. 2. Вариации среднесуточных значений N_a и M_{bc} на маршруте экспедиций 2018 г. (цифрами обозначены районы измерений: 1 — Баренцево море южнее 71° с.ш., 2 — Баренцево море севернее 71° с.ш., 3 — Карское море, 4 — море Лаптевых, 5 — Восточно-Сибирское море)

Fig. 2. Variations of the average daily values of N_a and M_{bc} on the expedition route 2018 (the numbers indicate the measurement areas: 1 — Barents Sea South of 71° N, 2 — Barents Sea North of 71° N, 3 — Kara Sea, 4 — Laptev Sea, 5 — East Siberian Sea)

Самые высокие концентрации аэрозоля зарегистрированы 5 сентября в северо-восточной части моря Лаптевых. Анализ 6-суточных обратных траекторий движения воздушных масс (HYSPLIT model, <https://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>) и спутниковых карт температурных аномалий (пожаров), представленных на сайте (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>), показал, что максимум N_a 05.09.2018 был обусловлен выносом дымов лесных пожаров из Якутии (рис. 3). Для приземных характеристик аэрозоля высота прихода траекторий в точку измерений задавалась 10 м.

Два других максимума концентраций аэрозоля наблюдались 12.08 и 29.09.2018 в южной части Баренцева моря. В этом же районе 29.09.2018 зарегистрировано самое высокое содержание сажи. Повышенные концентрации аэрозоля и сажи на юге Баренцева моря (вблизи Кольского полуострова) отмечались и в других наших экспедициях, так как влияние континентальных выносов здесь наиболее вероятно и значительно.

Для оценки особенностей пространственного распределения аэрозоля над СЛО рассчитаны средние характеристики для пяти районов экспедиции (табл. 3 и рис. 4): 1) Баренцево море южнее 71° с.ш.; 2) Баренцево море севернее 71° с.ш.; 3) Карское море; 4) море Лаптевых; 5) Восточно-Сибирское море; 6) среднее для СЛО (районы 2–5). Из приведенных данных видно, что не только южная часть, но и Баренцево море в целом отличается более высоким содержанием мелкодисперсного аэрозоля

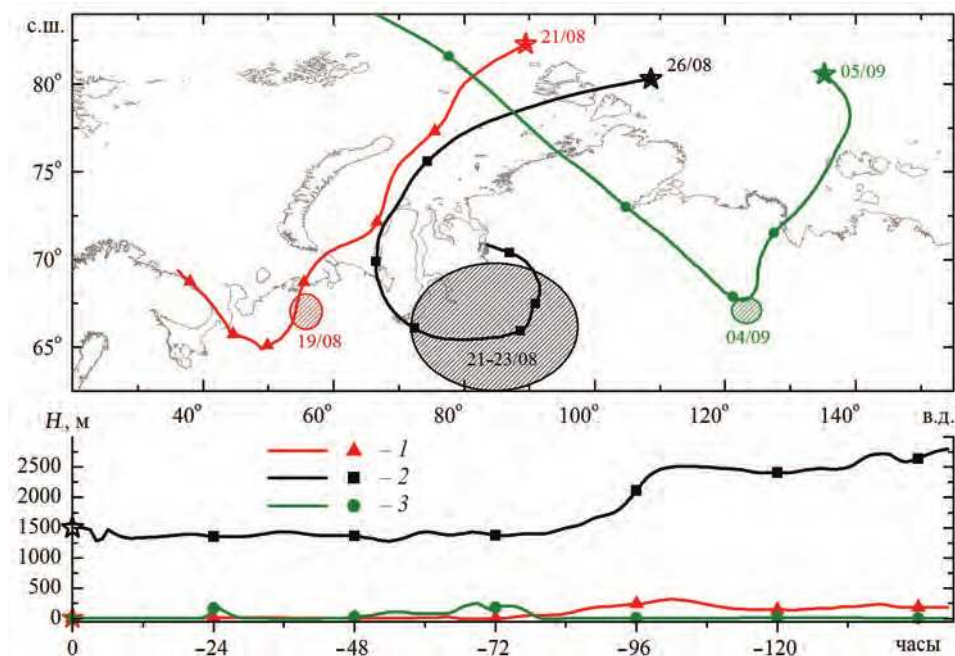


Рис. 3. Обратные траектории движения воздушных масс от очагов температурных аномалий (кружки со штриховкой) в место измерений (звездочки): 1 — с 19 по 21 августа на высоту 10 м; 2 — с 21–23 по 26 августа на высотах 1,5–2,7 км; 3 — с 4 по 5 сентября на высоту 10 м

Fig. 3. Backward trajectories of air mass movement from the foci of temperature anomalies (circles with hatching) to the measurement site (asterisks): 1 — from 19 to 21 August to a height of 10 m; 2 — from August 21–23 to August 26 at altitudes of 1.5–2.7 km; 3 — from 4 to 5 September at a height of 10 m

Таблица 3

**Средние ($\pm$ СКО) концентрации аэрозоля и сажи
над арктическими морями России:
1-я строка — экспедиции 2018 г, 2-я строка — все экспедиции**

№	Районы СЛО	N_p , см^{-3}	N_s , см^{-3}	M_{bc} , нг/м^3
1	Баренцево море южнее 71°с.ш.	$6,83 \pm 4,67$ $3,60 \pm 2,76$	$0,37 \pm 0,28$ $0,23 \pm 0,32$	167 ± 244 $53,2 \pm 95,4$
2	Баренцево море севернее 71°с.ш.	$5,93 \pm 4,36$ $3,42 \pm 3,34$	$0,19 \pm 0,19$ $0,08 \pm 0,10$	$40,8 \pm 27,2$ $41,2 \pm 50,1$
3	Карское море	$5,79 \pm 5,02$ $1,91 \pm 2,37$	$0,33 \pm 0,29$ $0,24 \pm 0,44$	$50,7 \pm 37,1$ $28,7 \pm 27,9$
4	Море Лаптевых	$4,71 \pm 4,65$ $2,33 \pm 3,36$	$0,23 \pm 0,26$ $0,11 \pm 0,18$	$35,5 \pm 49,9$ $25,8 \pm 34,0$
5	Восточно-Сибирское море	$3,33 \pm 4,18$ $1,86 \pm 2,69$	$0,13 \pm 0,20$ $0,10 \pm 0,14$	$29,7 \pm 50,0$ $24,3 \pm 36,3$
6	СЛО (районы 2–5)	$4,44 \pm 4,54$ $2,26 \pm 2,88$	$0,19 \pm 0,24$ $0,17 \pm 0,33$	$35,9 \pm 47,0$ $29,9 \pm 35,5$

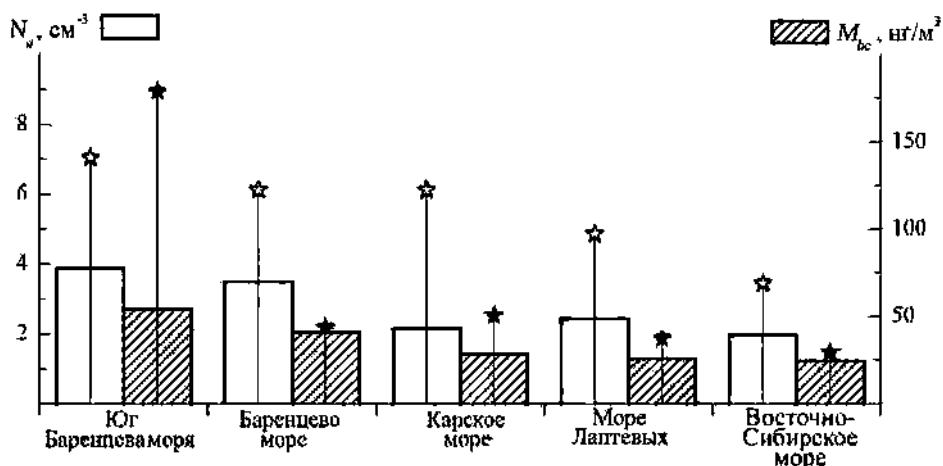


Рис. 4. Средние концентрации аэрозоля и сажи над арктическими морями, рассчитанные по данным измерений в 2018 г. (звездочки) и во всех экспедициях (столбики)

Fig. 4. Average concentrations of aerosol and soot over the Arctic seas, calculated from measurements in 2018 (asterisks) and in all expeditions (columns)

из-за близости к густонаселенным и промышленно развитым районам Скандинавии и Поморья (Мурманская, Архангельская области). Концентрации аэрозоля и сажи, измеренные около Кольского полуострова (район 1), близки к данным, полученным в акватории Белого моря в экспедициях 2003–2007 гг. Согласно [18, 19], средние августовские значения N_a и M_{bc} над Белым морем за период 2007–2018 гг. в диапазонах значений $N_a = 7,2\text{--}13,2 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 120\text{--}550 \text{ нг/м}^3$.

Концентрации аэрозоля и сажи, измеренные в других районах СЛО (2–5), заметно меньше: $N_a = 3,4\text{--}6,1 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 29,7\text{--}50,7 \text{ нг/м}^3$. В среднем пространственном распределении концентрации аэрозоля и сажи над арктическими морями (см. рис. 4), как и ранее [14], прослеживается спад с запада на восток. Однако концентрации, особенно N_a , оказались в среднем выше, чем в предшествующих экспедициях [14]: $N_a = 1,4\text{--}3,2 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 21\text{--}38 \text{ нг/м}^3$. Превышение концентраций (в сравнении с прошлыми данными), по нашему мнению, было обусловлено относительно большей частотой дымовых выносов. В частности, увеличение средних концентраций N_a и M_{bc} в 2018 г. над Карским морем произошло из-за выноса дымовых шлейфов с севера Республики Коми (см. траекторию переноса 21.08.2018 на рис. 3). Источником дымового аэрозоля могли быть как торфяные/лесные пожары, так и сжигание попутного газа предприятий нефте- и газодобычи, расположенных в этом районе.

Более полное представление о среднем дисперсном составе аэрозоля в различных районах СЛО дают объемные функции распределения частиц (dV/dr). Из рис. 5a видно, что атмосфера в южной части Баренцева моря отличается максимальными значениями (dV/dr) в диапазоне как мелких, так и крупных частиц. Высокие средние значения (dV/dr) получены также над Карским морем из-за ситуации дымового выноса 21.08.2018. Нижнее положение на рисунке занимает функция распределения (dV/dr) над Восточно-Сибирским морем.

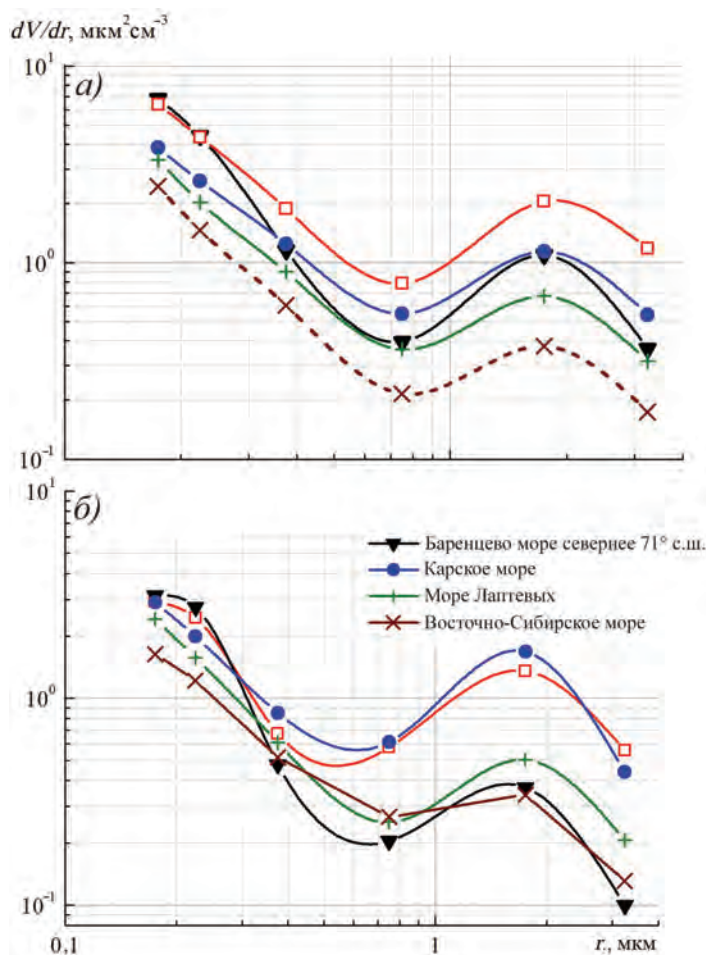


Рис. 5. Средние функции распределения частиц по объемам (dV/dr) над различными арктическими морями в 2018 г. (а) и средние по всем экспедициям (б)

Fig. 5. Average volume distribution functions of particles (dV/dr) over various Arctic seas (a) in 2018 and (б) average for all expeditions

Из-за погодных условий (наличие облачности) существенно меньше проведено измерений АОТ атмосферы (см. табл. 2). В среднем самые большие АОТ наблюдались в южной части Баренцева моря: $\tau^a(0,5) = 0,164$, в том числе, $\tau^c = 0,027$, $\tau'_{0,5} = 0,137$. Однако из-за небольшого числа единичных наблюдений расчет статистических характеристик АОТ проведен для всего Баренцева моря — без выделения южной части. Из табл. 4 видно, что атмосфера над Баренцевым морем отличается более высоким замутнением, в сравнении с другими арктическими морями. При сравнении распределений АОТ и концентраций в приземном слое по районам (см. табл. 3) выявлены две отличительные особенности. Во-первых, в один из дней наблюдений (26 августа) над морем Лаптевых зарегистрировано экстремальное замутнение атмосферы, которое не проявилось в приземных концентрациях N_a и M_{bc} . (Характеристики АОТ для этого эпизода в табл. 4 приведены отдельно.)

**Средние ($\pm$ СКО) характеристики АОТ над арктическими морями России:
1-я строка — экспедиции 2018 г., 2-я строка — все экспедиции**

Районы СЛО	Море	$\tau^a(0,5)$	α	$\tau^c (\approx \beta)$	$\tau^c_{0,5}$	W , г/см ²
1+2	Баренцево море	0,109 $\pm$ 0,078 0,080 $\pm$ 0,051	1,05 $\pm$ 0,44 1,00 $\pm$ 0,46	0,026 $\pm$ 0,001 0,029 $\pm$ 0,021	0,083 $\pm$ 0,076 0,051 $\pm$ 0,048	0,99 $\pm$ 0,03 1,01 $\pm$ 0,70
3	Карское море	0,018 $\pm$ 0,008 0,057 $\pm$ 0,046	0,33 $\pm$ 0,37 0,35 $\pm$ 0,23	0,011 $\pm$ 0,003 0,033 $\pm$ 0,025	0,008 $\pm$ 0,005 0,024 $\pm$ 0,023	0,44 $\pm$ 0,12 1,32 $\pm$ 0,50
4	Море Лаптевых (без данных за 26.08.18)	0,062 $\pm$ 0,047 0,053 $\pm$ 0,036	0,57 $\pm$ 0,23 0,85 $\pm$ 0,41	0,023 $\pm$ 0,019 0,018 $\pm$ 0,015	0,039 $\pm$ 0,0332 0,035 $\pm$ 0,025	0,48 $\pm$ 0,33 0,55 $\pm$ 0,26
5	Восточно-Сибирское море	0,047 $\pm$ 0,003 0,039 $\pm$ 0,013	0,53 $\pm$ 0,33 0,52 $\pm$ 0,23	0,026 $\pm$ 0,009 0,022 $\pm$ 0,01	0,020 $\pm$ 0,006 0,017 $\pm$ 0,007	0,35 $\pm$ 0,01 0,53 $\pm$ 0,30
4	Море Лаптевых (вынос дымов 26.08.18)	0,225 $\pm$ 0,038	0,82 $\pm$ 0,05	0,023 $\pm$ 0,005	0,202 $\pm$ 0,035	0,34 $\pm$ 0,01

Как показал траекторный анализ (см. рис. 3 и [15]), высокое замутнение атмосферы в ситуации 26.08.2018 было обусловлено переносом дымов лесных пожаров с севера Западной Сибири. Однако увеличения концентраций аэрозоля и сажи в этом случае не произошло, так как перенос дымов происходил существенно выше приземного слоя.

Второе отличие касается предельно низких значений АОТ над Карским морем, что не согласуется с приземными концентрациями N_a и M_{bc} . Причиной является недостаточная статистика измерений АОТ. Об этом свидетельствуют обобщенные данные всех экспедиций (см. вторую строку в табл. 4), из которых следует, что средние АОТ над Карским морем занимают промежуточное положение между Баренцевым морем и морем Лаптевых.

В атмосфере Баренцева моря и в ситуации дымового выноса (26.08.2018) показатель селективности Ангстрема α составил 1,05 и 0,82 соответственно. Во всех других случаях средняя величина показателя α не превышала 0,57. Параметр Ангстрема α и компонента τ^c в исследованных районах варьировали в диапазоне малых значений 0,01–0,03. То есть пространственные различия АОТ над СЛО в основном определялись мелкодисперсной компонентой аэрозоля: средние значения изменялись в диапазоне от 0,083 над Баренцевым морем до 0,008 над Карским морем.

В пространственном распределении общего влагосодержания атмосферы над СЛО более высокие значения наблюдались над Баренцевым морем ($W = 1$ г/см²) в сравнении с другими морями ($W = 0,35$ – $0,48$ г/см²). По многолетним данным (см. вторую строку в табл. 4) самое большое влагосодержание атмосферы ($W = 1,32$ г/см²) наблюдалось над Карским морем.

Среднее пространственное распределение аэрозоля над арктическими морями

Количество результатов измерений в девяти экспедициях в летне-осенние периоды 2007–2018 гг. (от 40 до 92 дней измерений в каждом из морей) можно считать приемлемым для оценки среднего пространственного распределения аэрозоля над СЛО. Анализ обобщенного массива данных показал (см. рис. 4 и табл. 3), что самым высоким содержанием аэрозоля и сажи выделяется южная часть Баренцева

моря. В сравнении с более северной акваторией концентрация M_{bc} здесь больше на 29 %, а N_a — на 9,4 %.

Общей закономерностью для арктических морей России является уменьшение концентраций аэрозоля и сажи с запада на восток в 1,7–1,8 раза: над Баренцевым морем $N_a = 3,5 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 41,2 \text{ нг/м}^3$, над Восточно-Сибирским — $1,96 \text{ см}^{-3}$ и $24,3 \text{ нг/м}^3$ соответственно. Спад концентраций в восточном направлении происходит за счет более быстрого уменьшения мелкодисперсной фракции аэрозоля (см. N_f в табл. 3). В пространственном распределении грубодисперсного аэрозоля такой закономерности не наблюдается: средние концентрации N_a варьируют в диапазоне от 0,08 до 0,24 см^{-3} .

В пространственном изменении АОТ атмосферы (см. вторую строку табл. 4 и рис. 6), а также функций распределения (dV/dr) в диапазоне мелких частиц (см. рис. 5б) тоже прослеживается спад средних значений от Баренцева моря до Восточно-Сибирского. Средние АОТ уменьшаются в восточном направлении примерно в 2 раза — от 0,080 до 0,039.

В диапазоне грубодисперсного аэрозоля ($r > 0,5 \text{ мкм}$) закономерность долгоотного спада значений (dV/dr) отсутствует. Крупные частицы разделились на две группы по их объемным распределениям: высокие значения (dV/dr) над Карским морем и на юге Баренцева моря и низкие — в других районах СЛО. Как известно (см. например, [20, 21]), содержание грубодисперсного морского аэрозоля зависит от скорости ветра (волнения). Поэтому есть основание полагать, что скорости ветра над Карским морем и на юге Баренцева моря в среднем были больше, чем над другими морями. Второй причиной низких концентраций грубодисперсного аэрозоля в северо-восточных районах СЛО является большая ледовитость морской поверхности, которая препятствовала генерации морского аэрозоля.

Итак, выделим факторы, влияющие на формирование пространственного распределения характеристик аэрозоля над СЛО. Основными источниками загрязнения арктической атмосферы являются регулярные выносы антропогенного аэрозоля из Европы

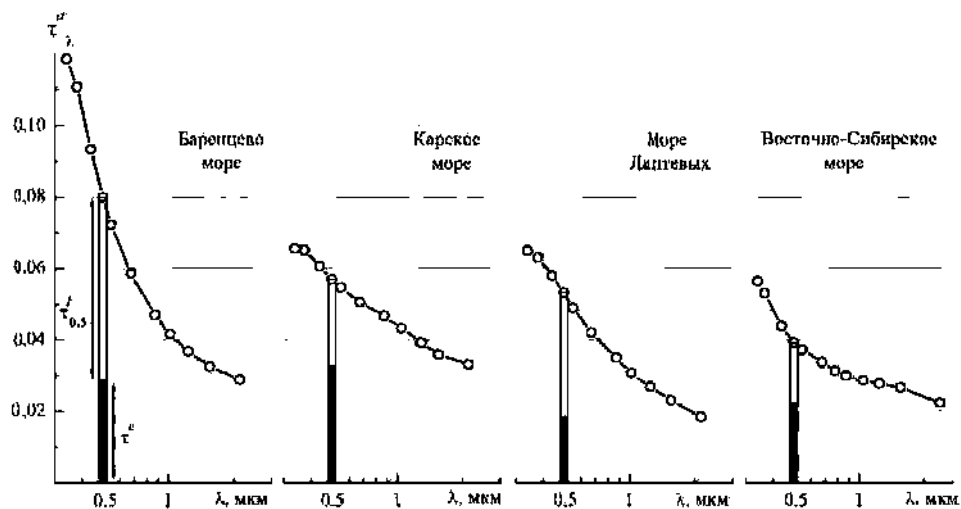


Рис. 6. Средние спектральные зависимости АОТ (с компонентами $\tau'_{0.5}$, τ^c) над арктическими морями

Fig. 6. Average spectral dependences of AOT (with components $\tau'_{0.5}$, τ^c) over the Arctic seas

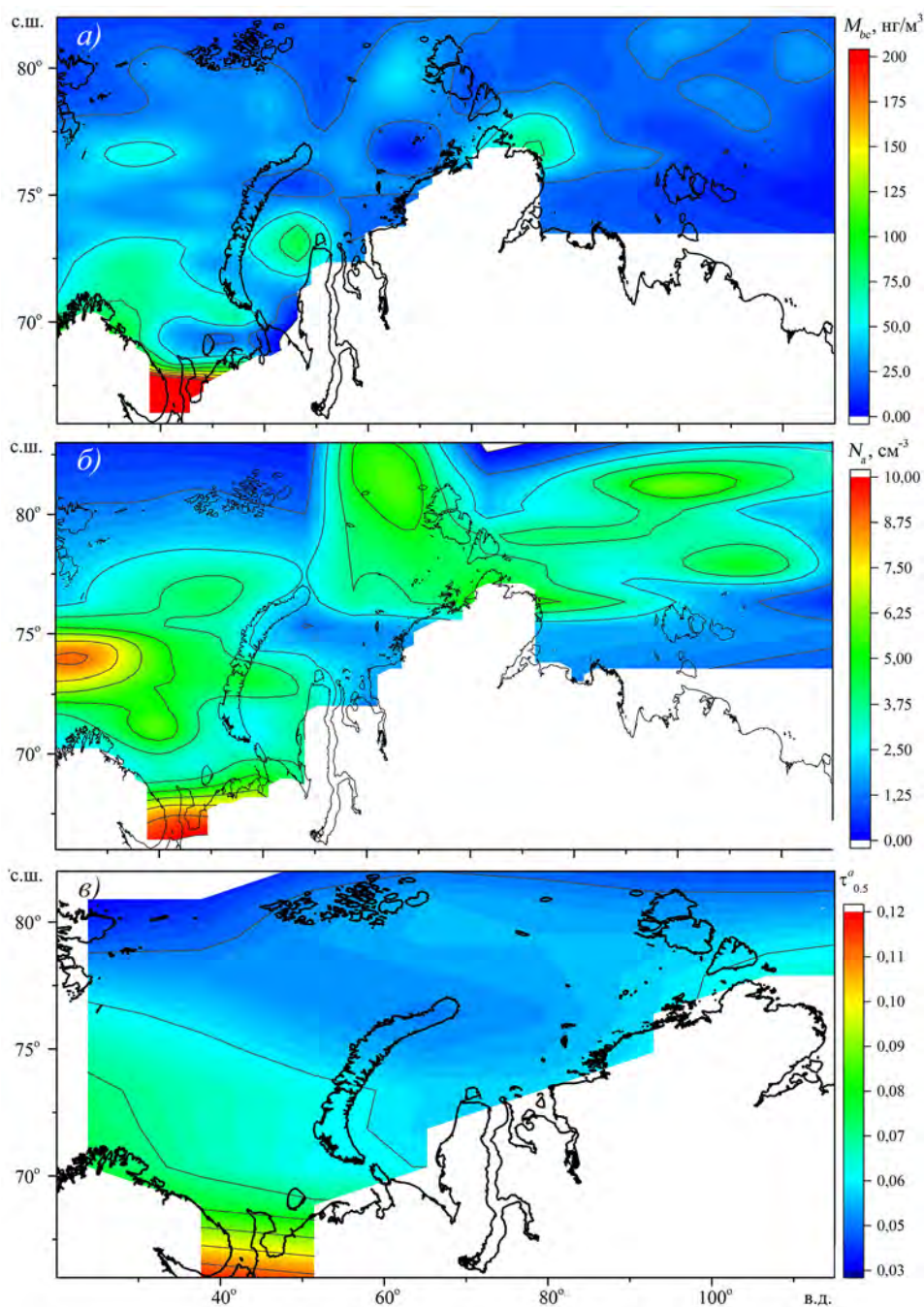


Рис. 7. Карта среднего пространственного распределения M_{bc} (а), N_a (б) и $\tau_{0.5}^a$ (в) над евразийской частью СЛО

Fig. 7. Map of the average spatial distribution of M_{bc} (а), N_a (б) and $\tau_{0.5}^a$ (в) over the Eurasian part of the Arctic Ocean

и эпизодические, но более мощные выносы дымов лесных пожаров из бореальной зоны. Для поглощающего аэрозоля (сажи) сравнительный анализ влияния этих источников, по модельным расчетам и эмпирическим данным, рассматривался во многих работах [22–25].

Из результатов наших измерений следует, что дымовые шлейфы приводят к значительному увеличению АОТ (ситуация 26.08.2018 и 10.07.2015 в [26]), но не всегда сопровождаются одновременным ростом характеристик аэрозоля в приземном слое. Хотя в конечном счете вслед за выносом шлейфа следует его диффузия и оседание аэрозоля в нижние слои.

Если же рассматривать не кратковременное (1–3 дня), а интегральное воздействие (средние данные), то, как следует из рис. 4 и 6, антропогенный источник все же преобладает. По мере удаления от Скандинавии на восток содержание мелко-дисперсного аэрозоля и сажи над СЛО уменьшается, а влияние континентальных выносов из малонаселенных районов Северной Сибири оказывается незначительным и не компенсирует этот спад.

Относительно воздействия на арктическую атмосферу дымового аэрозоля, уточним, что его источником является не только Сибирь (как чаще всего указывается), но и другие регионы средних широт — Северная Америка [8, 26], Европа [9, 10] и Дальний Восток. Дистанции дальних переносов дымового аэрозоля из указанных регионов в Евразийский сектор Арктики имеют сопоставимые значения — 2–4 тыс. км.

Средние характеристики, приведенные на рис. 4 и 6, не учитывают широтной изменчивости содержания аэрозоля. Поэтому были рассчитаны двумерные (широтнo-долготные) распределения M_{bc} , N_a и $\tau_{0,5}^a$ над районами СЛО, где проведено основное число измерений (рис. 7). Построение пространственных распределений характеристик аэрозоля выполнено с помощью сплайн функций программного пакета Origin (<http://www.OriginLab.com>).

Следует оговориться, что количество измерений (особенно АОТ) и однородность распределения данных над арктическими морями пока недостаточны для получения надежных оценок. Тем не менее из приведенных рисунков видно, что в изменении характеристик аэрозоля проявились две составляющие — уменьшение средних значений в северном и восточном направлениях. В целом на полученных изображениях прослеживается убывающий шлейф континентального влияния, направленный на северо-восток (с удалением от Скандинавии).

Следует также обратить внимание на то, что воздействие континентальных выносов существенно возрастает в переходной зоне, соединяющей Баренцево и Белое моря (между полуостровами Кольский и Канин Нос). Увеличению содержания аэрозоля и сажи, кроме континентального влияния, способствует еще интенсивное судовождение в этом районе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В августе–сентябре 2018 г. проведен очередной цикл экспедиционных измерений оптических и микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля с борта НЭС «Академик Трёшников» в нескольких районах Северного Ледовитого океана. В изменчивости характеристик аэрозоля отмечены кратковременные (около суток) всплески, обусловленные выносами дымового аэрозоля из бореальной зоны. Самые высокие средние характеристики аэрозоля получены в южной части Баренцева моря (южнее 71° с.ш.), наиболее подверженной выносам аэрозоля из Скандинавии и Поморья: $N_a = 7,2 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 167 \text{ нг/м}^3$, $\tau_{0,5}^a = 0,164$. В полученных результатах,

как и в предшествующих экспедициях (2007–2017 гг.), наблюдается уменьшение средних характеристик аэрозоля над СЛО с запада на восток. Средние концентрации аэрозоля и сажи над Баренцевым морем (севернее 71° с.ш.) по данным всех экспедиций составили $N_a = 3,5 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 41,2 \text{ нг/м}^3$, а над Восточно-Сибирским морем они становятся в 1,7–1,8 раза меньше: $N_a = 1,96 \text{ см}^{-3}$, $M_{bc} = 24,3 \text{ нг/м}^3$. Несколько больший спад в восточном направлении наблюдается у АОТ (0,5 мкм) — от 0,080 до 0,039. В более детальном широтно-долготном распределении аэрозоля над акваториями Баренцева и Карского морей проявилась тенденция уменьшения средних характеристик аэрозоля в северо-восточном направлении — по мере удаления от Скандинавского полуострова.

Благодарности. Авторы выражают благодарность П.Н. Зенковой, Вас.В. Полькину, А.П. Ростову, С.А. Терпуговой, С.А. Турчиновичу, А.В. Уразгильдеевой, В.П. Шмаргунову за участие в измерениях и приборное обеспечение.

Авторы признательны сотрудникам Лаборатории воздушных ресурсов Американской национальной администрации по исследованию океана и атмосферы США (NOAA) за предоставленную возможность строить обратные траектории воздушных масс, пользуясь моделью HYSPLIT.

Работа выполнена по Программе измерений физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля с борта НЭС «Академик Трёшников» в экспедиции NABOS-2018 при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № АААА-Ф18-118012500294-9).

Acknowledgments. The authors thank their colleagues who participated in preparation of instrumentation and in measurements, i.e., to P.N. Zenkova, Vas.V. Polkin, A.P. Rostov, S.A. Terpugova, S.A. Turchinovich, A.V. Urazgildeeva and V.P. Shmargunov.

The study was carried out according to the Program of measurements of physical and chemical characteristics of atmospheric aerosol from the board of R/V “Akademik Tryoshnikov” in the expedition NABOS-2018 and was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Project No. АААА-Ф18-118012500294-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tomasi C., Kokhanovsky A.A., Lupi A., Ritter C., Smirnov A., O'Neill N.T., Stone R.S., Holben B.N., Nyeki S., Wehrli C., Stohl A., Mazzola M., Lanconelli C., Vitale V., Stebel K., Aaltonen V., de Leeuw G., Rodriguez E., Herber A.B., Radionov V.F., Zielinski T., Petelski T., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Xue Y., Mei L., Istomina L., Wagener R., McArthur B., Sobolewski P.S., Kivi R., Courcoux Y., Larouche P., Broccardo S., Piketh S.J. Aerosol remote sensing in polar regions // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 140. P. 108–157. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.001>.
2. Stone R.S., Sharma S., Herber A., Eleftheriadis K., Nelson D.W. A characterization of Arctic aerosols on the basis of aerosol optical depth and black carbon measurements // *Elementa science anthropocene*. 2014. V. 2. 27 p. doi: 10.12952/journal.elementa.000027.
3. Asmi E., Kondratyev V., Brus D., Laurila T., Lihavainen H., Backman J., Vakkari V., Aurela M., Hatakka J., Viisanen Y., Uttal T., Ivakhov V., Makshtas A. Aerosol size distribution seasonal characteristics measured in Tiksi, Russian Arctic // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. P. 1271–1287. doi: 10.5194/acp-16-1271-2016.
4. Сакерин С.М., Голобокова Л.П., Кабанов Д.М., Козлов В.С., Полькин В.В., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г. Сравнение средних характеристик аэрозоля в соседних арктических районах // *Оптика атмосферы и океана*, 2018. Т. 31. № 8. С. 640–646. doi: 10.15372/AOO20180807.

5. Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Polkin Vas.V., Polkin Vik.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F. On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. Issue 21. P. 12413–12443. doi:10.5194/acp-15-1-2015.
6. Schevchenko V.P., Kopeikin V.M., Evangeliou N., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Pankratova N.V., Starodymova D.P., Stohl A., Thomson R. Atmospheric black carbon over the north Atlantic and Russian arctic seas in summer-autumn time // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2016. Т. 24. № 4.С. 441–446. doi: 10.15372/KhUR20160402.
7. Поповичева О.Б., Макутас А.П., Мовчан В.В., Персианцева Н.М., Тимофеев М.А., Ситников Н.М. Аэрозольная составляющая приводного слоя атмосферы по данным наблюдений экспедиции «Север-2015» // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2017. № 4 (114). С. 57–65.
8. Markowicz K.M., Pakszys P., Ritter C., Zielinski T., Udisti R., Cappelletti D., Mazzola M., Shiobara M., Xian P., Zawadzka O., Lisok J., Petelski T., Makuch P., Karasiński G. Impact of North American intense fires on aerosol optical properties measured over the European Arctic in July 2015 // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016. V. 121. P. 14487–14512. <http://dx.doi.org/10.1002/2016JD025310>.
9. Myhre C.L., Toledano C., Myhre G., Lihavainen H. Regional aerosol optical properties and radiative impact of the extreme smoke event in the European Arctic in spring 2006 // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7 (22). P. 511–534. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-7-5899-2007>.
10. Stohl A., Berg T., Burkhardt J.F., Fjærraa A.M., Forster C., Herber A., Hov Ø., Lunder C., McMillan W.W., Oltmans S., Shiobara M., Simpson D., Solberg S., Stebel K., Ström J., Tørseth K., Treffeisen R., Virkkunen K., Yttri K.E. Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe in spring 2006 // *Atmos. Chem. Phys.* 2007. V. 7. № 2. P. 511–534. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-7-511-2007>.
11. Shaw G.E. The Arctic haze phenomenon // *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1995. V. 76. № 12. P. 2403–2414.
12. Quinn P., Shaw G., Andrews E., Dutton E.G., Ruoho-Airola T., Gong S.L. Arctic haze: current trends and knowledge gaps // *Tellus*. 2007. V. 59B (1). P. 99–114. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0889.2006.00238.x>.
13. Терпугова С.А., Зенкова П.Н., Кабанов Д.М., Полькин В.В., Голобокова Л.П., Панченко М.В., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Политова Н.В., Козлов В.С., Ходжер Т.В., Шмаргунов В.П., Чернов Д.Г. Результаты исследований характеристик аэрозоля в атмосфере Карского и Баренцева морей в летне-осенний период 2016 г. // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 5. С. 391–402. doi: 10.15372/AOO20180509.
14. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Polkin V.V., Golobokova L.P., Zenkova P.N., Kessel A.S., Polkin Vas.V., Radionov V.F., Terpugova S.A., Urazgildeeva A.V., Khodzher T.V., Khuriganowa O.I. Features of spatial distribution of aerosol characteristics over Arctic seas // *Proc. SPIE 10833, 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*, 1083339 (13 December 2018). doi: 10.1117/12.2502013.
15. Полькин В.В., Зенкова П.Н., Изосимова О.Н., Кабанов Д.М., Радионов В.Ф., Сакерин С.М., Малафеев Г.В., Шевченко В.П. Результаты измерений оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в экспедициях 2018 г. на НИС «Академик Мстислав Келдыш» и «Академик Трёшников» // *Тезисы докладов XXV Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы»* (1–5 июля 2019, Томск). Изд. ИОА СО РАН, 2019. С-31–С-35.
16. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ростов А.П., Турчинович С.А., Князев В.В. Солнечные фотометры для измерений спектральной прозрачности атмосферы в стационарных и мобильных условиях // *Оптика атмосферы и океана*. 2012. Т. 25. № 12. С. 1112–1117.
17. Козлов В.С., Шмаргунов В.П., Полькин В.В. Спектрофотометры для исследования характеристик поглощения света аэрозольными частицами // *Приборы и техника эксперимента*. 2008. № 5. С. 1–3.

18. Польшин В.В., Панченко М.В., Голобокова Л.П., Филиппова У.Г., Ходжер Т.В., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Приводный аэрозоль Белого и Карского морей в августе–сентябре 2007 г. // Метеорологические и геофизические исследования. М.: Paulsen, 2011. С. 199–214.
19. Козлов В.С., Тихомиров А.Б., Панченко М.В., Шмаргунов В.П., Польшин В.В., Сакерин С.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П. Оптические и микрофизические характеристики аэрозоля в приводной атмосфере Белого моря по данным одновременных корабельных и береговых измерений в августе 2006 г. // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 8. С. 767–776.
20. Gathman S.G. Optical properties of the marine aerosol as predicted by the Navy aerosol model // Optical Engineering. 1983. V. 22. № 1. P. 57–62.
21. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 224 с.
22. Виноградова А.А., Смирнов Н.С., Коротков В.Н., Романовская А.А. Лесные пожары в Сибири и на Дальнем Востоке: эмиссии и атмосферный перенос черного углерода в Арктику // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 6. С. 512–520. doi: 10.15372/AOO20150603.
23. Stohl A., Klimont Z., Eckhardt S., Kupiainen K., Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Novigatsky A.N. Black carbon in the Arctic: The underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions // Atmos. Phys. Chem. 2013. V. 13. № 17. P. 8833–8855. doi: 10.5194/acp-13-8833-2013.
24. Cheng M.-D. Geolocating Russian sources for Arctic black carbon // Atmos. Environ. 2014. V. 92. № 4. P. 398–410. doi: org/10.1016/j.atmosenv.2014.04.031.
25. Wang Q., Jacob D.J., Fisher J.A., Mao J., Leibensperger E.M., Carouge C.C., Le Sager P., Kondo Y., Jimenez J.L., Cubison M.J., Doherty S.J. Sources of carbonaceous aerosols and deposited black carbon in the Arctic in winter-spring: Implications for radiative forcing // Atmos. Chem. Phys. 2011. V. 11. № 12. P. 12453–12473. doi: 10.5194/acp-11-12453-2011.
26. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Радионов В.Ф., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С., Лубо-Лесниченко К.Е., Прахов А.Н. Обобщение результатов измерений спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы на арх. Шпицберген в 2011–2016 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 11. С. 948–955. doi: 10.15372/AOO20171107.

REFERENCES

1. Tomasi C., Kokhanovsky A.A., Lupi A., Ritter C., Smirnov A., O'Neill N.T., Stone R.S., Holben B.N., Nyeki S., Wehrli C., Stohl A., Mazzola M., Lanconelli C., Vitale V., Stebel K., Aaltonen V., de Leeuw G., Rodriguez E., Herber A.B., Radionov V.F., Zielinski T., Petelski T., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Xue Y., Mei L., Istomina L., Wagener R., McArthur B., Sobolewski P.S., Kivi R., Courcoux Y., Larouche P., Broccardo S., Piketh S.J. Aerosol remote sensing in polar regions. Earth-Science Reviews. 2015, (140): 108–157. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.001>.
2. Stone R.S., Sharma S., Herber A., Eleftheriadis K., Nelson D.W. A characterization of Arctic aerosols on the basis of aerosol optical depth and black carbon measurements. Elementa. Sci. Anth. 2014, 2: 27 p. doi: 10.12952/journal.elementa.000027.
3. Asmi E., Kondratyev V., Brus D., Laurila T., Lihavainen H., Backman J., Vakkari V., Aurela M., Hatakka J., Viisanen Y., Uttal T., Ivakhov V., Makshtas A. Aerosol size distribution seasonal characteristics measured in Tiksi, Russian Arctic. Atmos. Chem. Phys. 2016, 16: 1271–1287. doi: 10.5194/acp-16-1271-2016.
4. Sakerin S.M., Golobokova L.P., Kabanov D.M., Kozlov V.S., Pol'kin V.V., Radionov V.F., Chernov D.G. Comparison of Average Aerosol Characteristics in Neighboring Arctic Regions. Atmospheric and Oceanic Optics. 2019, 32 (1): 33–40. DOI: 10.1134/S1024856019010147.
5. Sakerin S.M., Bobrikov A.A., Bukin O.A., Golobokova L.P., Polkin Vas.V., Polkin Vik.V., Shmirko K.A., Kabanov D.M., Khodzher T.V., Onischuk N.A., Pavlov A.N., Potemkin V.L., Radionov V.F.

- On measurements of aerosol-gas composition of the atmosphere during two expeditions in 2013 along Northern Sea Route. *Atmos. Chem. Phys.* 2015, 15 (21): 12413–12443. doi:10.5194/acp-15-1-2015.
6. *Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Evangeliou N., Lisitzin A.P., Novigatsky A.N., Pankratova N.V., Starodymova D.P., Stohl A., Thomson R.* Atmospheric black carbon over the north Atlantic and Russian arctic seas in summer-autumn time. *Khimiia v interesakh ustoichivogo razvitiia. Chemistry for Sustainable Development.* 2016, 24 (4): 441–446. doi: 10.15372/KhUR20160402.
7. *Popovicheva O.B., Makshtas A.P., Movchan V.V., Persiantseva N.M., Timofeev M.A., Sitnikov N.M.* Aerosol component of the atmospheric surface layer according observations of the expedition “North-2015”. *Problemy Arktiki i Antarktiki. Problems of Arctic and Antarctic.* 2017, 4 (114): 57–65. [In Russian].
8. *Markowicz K.M., Pakszys P., Ritter C., Zielinski T., Udisti R., Cappelletti D., Mazzola M., Shiobara M., Xian P., Zawadzka O., Lisok J., Petelski T., Makuch P., Karasiński G.* Impact of North American intense fires on aerosol optical properties measured over the European Arctic in July 2015. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016, 121: 14487–14512. <http://dx.doi.org/10.1002/2016JD025310>.
9. *Myhre C.L., Toledano C., Myhre G., Lihavainen H.* Regional aerosol optical properties and radiative impact of the extreme smoke event in the European Arctic in spring 2006. *Atmos. Chem. Phys.* 2007, 7(22): 511–534. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-7-5899-2007>.
10. *Stohl A., Berg T., Burkhardt J.F., Fjérraa A.M., Forster C., Herber A., Hov Ø., Lunder C., McMillan W.W., Oltmans S., Shiobara M., Simpson D., Solberg S., Stebel K., Ström J., Tørseth K., Treffeisen R., Virkkunen K., Yttri K.E.* Arctic smoke – record high air pollution levels in the European Arctic due to agricultural fires in Eastern Europe in spring 2006. *Atmos. Chem. Phys.* 2007, 7 (2): 511–534. <http://dx.doi.org/10.5194/acp-7-511-2007>.
11. *Shaw G.E.* The Arctic haze phenomenon // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1995, 76 (12): 2403–2414.
12. *Quinn, P., Shaw, G., Andrews, E., Dutton, E.G., Ruoho-Airola, T., Gong, S.L.* Arctic haze: current trends and knowledge gaps. *Tellus.* 2007, 59B (1): 99–114. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1600-0889.2006.00238.x>.
13. *Terpugova S.A., Zenkova P.N., Kabanov D.M., Pol'kin V.V., Golobokova L.P., Panchenko M.V., Sakerin S.M., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P., Politova N.V., Kozlov V.S., Khodzher T.V., Shmargunov V.P. and Chernov D.G.* Results of the Study of Aerosol Characteristics in the Atmosphere of the Kara and Barents Seas in Summer and Autumn 2016. *Optika atmosfery i okeana. Atmospheric and Oceanic Optics.* 2018, 31 (5): 391–402. doi: 10.15372/AOO20180509. [In Russian].
14. *Sakerin S.M., Kabanov D.M., Polkin V.V., Golobokova L.P., Zenkova P.N., Kessel A.S., Polkin Vas.V., Radionov V.F., Terpugova S.A., Urazgildeeva A.V., Khodzher T.V., Khuriganowa O.I.* Features of spatial distribution of aerosol characteristics over Arctic seas // *Proc. SPIE 10833, 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics.* 1083339 (13 December 2018). doi: 10.1117/12.2502013.
15. *Polkin V.V., Zenkova P.N., Izosimova O.N., Kabanov D.M., Radionov V.F., Sakerin S.M., Malafeev G.V., Shevchenko V.P.* The results of measurements of the optical and microphysical characteristics of the aerosol in the 2018 expeditions on the RV Akademik Mstislav Keldysh and Akademik Treshnikov. Abstracts of the XXV International Symposium “Optics of the Atmosphere and the Ocean. Atmospheric Physics” (July 1–5, 2019, Tomsk), Ed. IAO SB RAS., 2019: C-31 – C-35. [In Russian].
16. *Sakerin S.M., Kabanov D.M., Rostov A.P., Turchinov S.A., Knyazev V.V.* Sun photometers for measuring spectral air transparency in stationary and mobile conditions. *Optika atmosfery i okeana. Atmospheric and Oceanic Optics.* 2012, 25 (12): 1112–1117. [In Russian].
17. *Kozlov V.S., Shmargunov V.P., Pol'kin V.V.* Spectrophotometers of the study of characteristics of light absorption by aerosol particles. *Pribery Tekhn. Eksperim.* 2008, 5: 1–3. [in Russian].
18. *Polkin V.V., Panchenko M.V., Golobokova L.P., Filippova U.G., Khodzher T.V., Lisitzin A.P., Shevchenko V.P.* Aerosols in the marine boundary layer over the White and Kara seas in August-

September 2007. *Meteorologicheskie i geofizicheskie issledovaniia*. Meteorological and geophysical researches. M: Paulsen Editions, 2011: 199–214. [In Russian].

19. Kozlov V.S., Tikhomirov A.A., Panchenko M.V., Shmargunov V.P., Pol'kin V.V., Sakerin S.M., Lisitzyn A.P., Shevchenko V.P. Optical and microphysical parameters of aerosol in the near-water atmosphere of the White Sea as assessed from the data of simultaneous shipborne and coast-based measurements in August 2006. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics. 2009, 22 (8): 767–776. [In Russian].

20. Gathman S.G. Optical properties of the marine aerosol as predicted by the Navy aerosol model. *Optical Engineering*. 1983, 22 (1): 57–62.

21. Kondrat'ev K.Ia., Moskalenko N.I., Pozdniakov D.V. *Atmosfernyi aerol'*. Atmospheric aerosol. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1983: 224 p. [In Russian].

22. Vinogradova A.A., Smirnov N.S., Korotkov V.N., Rimanovskaya A.A. Forest fires in Siberia and the Far East: Emissions and atmospheric transport of black carbon to the Arctic. *Optika atmosfery i okeana*. Atmospheric and Oceanic Optics, 2015, 28 (6): 512–520. [In Russian].

23. Stohl A., Klimont Z., Eckhardt S., Kupiainen K., Shevchenko V.P., Kopeikin V.M., Novigatsky A.N. Black carbon in the Arctic: The underestimated role of gas flaring and residential combustion emissions. *Atmos. Phys. Chem.* 2013, 13 (17): 8833–8855. doi: 10.5194/acp-13-8833-2013.

24. Cheng M.-D. Geolocating Russian sources for Arctic black carbon. *Atmos. Environ.*, 2014, 92 (4): 398–410. doi: org/10.1016/j.atmosenv.2014.04.031.

25. Wang Q., Jacob D.J., Fisher J.A., Mao J., Leibensperger E.M., Carouge C.C., Le Sager P., Kondo Y., Jimenez J.L., Cubison M.J., Doherty S.J. Sources of carbonaceous aerosols and deposited black carbon in the Arctic in winter-spring: Implications for radiative forcing. *Atmos. Chem. Phys.* 2011, 11 (12): 12453–12473. doi: 10.5194/acp-11-12453-2011.

26. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Radionov V.F., Chernov D.G., Turchinovich Yu.S., Lubo-Lesnichenk K.E., Prakhov A.N. Generalization of results of atmospheric aerosol optical depth measurements on Spitsbergen Archipelago in 2011–2016. *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2018, 31 (2): 163–170. doi: 10.15372/AOO20171107.

ГИДРОЛОГИЯ СУШИ И ГИДРОХИМИЯ

УДК 556.114:502.51(99)

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-422-437

ОСНОВНЫЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНТАРКТИЧЕСКИХ ОЗЕР ХОЛМОВ ТАЛА

С.В. КАКАРЕКА¹, Т.И. КУХАРЧИК¹, Ю.Г. КОКОШ^{1*}, М.А. КУДРЕВИЧ¹,
Ю.Г. ГИГИНЯК², В.Е. МЯМИН³

¹ — Государственное научное учреждение Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь

² — Республиканский научно-практический центр по биоресурсам Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь

³ — Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь

*y-kokosh@mail.ru

CHEMICAL CHARACTERISTICS OF ANTARCTIC LAKES OF THE THALA HILLS

S.V. KAKAREKA¹, T.I. KUKHARCHYK¹, Yu.G. KOKOSH^{1*}, M.A. KUDREVICH¹,
Yu.G. GIGINYAK², V.E. MYAMIN³

¹ — Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

² — The Scientific and Practical Centre for Bioresources of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

³ — Belarusian State University, Minsk, Belarus

*y-kokosh@mail.ru

Received September, 16, 2019

Accepted October, 14, 2019

Keywords: Antarctica, hydrochemistry, lakes, mineralization, principal ions.

Summary

The article presents the results of measurements of the principal ions content, electrical conductivity and pH for 13 lakes and small (temporary) water ponds in the east part of the Thala Hills, Enderby Land, East Antarctica. Water sampling was carried out by participants of the seasonal Belarusian Antarctic expeditions in the period from 2011 to 2018.

The purpose of the study is the evaluation of the hydrochemical composition of lakes and temporary ponds of the Thala Hills (on an example of the Vecherny Oasis), identification of natural and anthropogenic factors which determine the variability of the hydrochemical parameters for

Citation: Kakareka S.V., Kukharchyk T.I., Kokosh Yu.G., Kudrevich M.A., Giginyak Yu.G., Myamin V.E. Chemical characteristics of antarctic lakes of the Thala Hills. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 422–437. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-422-437.

assessment of vulnerability of lakes and temporary ponds to anthropogenic impacts and climate change.

It is shown that the waters of the lakes of this region are low mineralized with the sum of ions within the range of 10.6–87.5 mg/l (the average is 34.5 mg/l), electrical conductivity — 19.3–130.0 $\mu\text{S/cm}$ (61.3 $\mu\text{S/cm}$). The water is characterized as slightly acidic and neutral.

The waters of small (temporary) ponds are characterized by greater variability of hydrochemical parameters in comparison with lakes: the sum of ions is in the range of 6.7–915.0 mg/l (the average is 158.0 mg/l), the electrical conductivity is 4.6–1663.0 $\mu\text{S/cm}$ (the average is 267.0 $\mu\text{S/cm}$). Coefficients of variation for most compounds in the waters of temporary ponds exceed 100 %.

In most cases the predominance of sodium and chloride ions was established, which indicates the influence of marine aerosols on chemical composition of water lakes and temporary ponds. Elevated concentrations of mineral elements in the water of temporary ponds are caused by the lack of flow and, as a consequence of this, the accumulation of salts as a result of evaporation.

Поступила 16 сентября 2019 г.

Принята к печати 14 октября 2019 г.

Ключевые слова: Антарктида, гидрохимический состав, минерализация, озера, основные ионы.

Статья посвящена анализу гидрохимических показателей озер и временных водоемов восточной части Холмов Тала (Земля Эндерби, Восточная Антарктида). Впервые для данного региона охарактеризовано содержание основных ионов и других гидрохимических показателей по результатам опробования водоемов в период с 2011 по 2018 г. в рамках сезонных Белорусских антарктических экспедиций. Показано, что озера, являясь низкоминерализованными с диапазоном суммы ионов в пределах 10,6–87,5 мг/л, со слабокислой и нейтральной реакцией среды, близки между собой по химическому составу. Воды малых (временных) водоемов характеризуются большей вариабельностью гидрохимических параметров. Установлено преобладание в большинстве случаев ионов натрия и хлоридов, что свидетельствует о влиянии морских аэрозолей на химический состав водоемов. Полученные данные являются основой последующих оценок уязвимости озер и временных водоемов к антропогенным воздействиям и климатическим изменениям.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований озер Антарктики обусловлена уникальностью этих природных образований, функционирующих в экстремальных условиях полярного региона [1, 2]. В перечне вопросов, которые остаются в фокусе внимания многих ученых разных стран уже несколько десятилетий, — гидрохимические свойства водоемов и их изменения [3, 4]. Помимо разнообразия генетических факторов, обусловивших основные различия внутриконтинентальных антарктических водоемов, важнейшими факторами, с которыми связана специфика их функционирования, являются отсутствие жидких осадков и постоянных водотоков, короткий летний сезон, за время которого не все озера освобождаются ото льда, различия горных пород водосборных территорий, близость расположения большинства озер к морскому берегу и ряд других.

Помимо озер, для условий Антарктики характерны временные водоемы, образующиеся в летний период за счет накопления талых снеговых и снежно-ледниковых вод в понижениях. Как и озера, они существенно различаются по химическому составу [5, 6]. Несмотря на кратковременность их функционирования, данные аквальные системы играют важную роль в оазисах как места фотосинтеза и быстрого развития водорослей [7] и в целом биогеохимических процессов, сопровождающихся формированием донных отложений [8, 9].

Изученность гидрохимических свойств водоемов оазисов Антарктиды, как и других природных компонентов, неодинакова. К наиболее изученным относятся озера оазисов Сухих долин Мак-Мердо, Холмы Ларсеманн, Сёва, Ширмахера, Вестфолль, Антарктического полуострова и ряда островов [6, 10–13 и др.]. Озера оазисов Земли Эндерби исследовались пока спорадически; имеющиеся немногочисленные публикации по гидрохимии касаются лишь некоторых из них в оазисах Молодежный и Полканова [3, 14, 15].

Для озер оазиса Вечерний, расположенного в восточной части Холмов Тала, опубликованные данные о гидрохимических свойствах озер отсутствуют, как и в целом об их общей характеристике. Первая информация была получена в середине 1970-х гг. и касалась общего количества озер и некоторых данных о термическом режиме [15]. Было выявлено около 20 озер; в отношении самого большого озера оазиса приведена площадь (1,5 га) и примерная глубина (4 м).

Систематические исследования начали выполняться белорусскими специалистами в составе сезонных Белорусских антарктических экспедиций (БАЭ) с 2008/09 г.; первые результаты исследований представлены в [8, 9], а также нашли отражение при подготовке оценки воздействия на окружающую среду при строительстве и функционировании Белорусской антарктической станции [16]. Характеристика содержания микроэлементов в озерах данного района приведена в [17].

Цель данного исследования — охарактеризовать гидрохимический состав озер и временных водоемов Холмов Тала (на примере оазиса Вечерний), выявить природные и антропогенные факторы, определяющие вариабельность гидрохимических показателей, для оценки уязвимости озер и временных водоемов к антропогенным воздействиям и климатическим изменениям. Рассматривались две группы водоемов: первая — озера, к которым отнесены постоянные водоемы с площадью более 400–500 м² и глубиной более 1 м, имеющие постоянный источник питания (снеговые или снежно-ледниковые талые воды); вторая — малые (в основном временные) водоемы, образующиеся в летний сезон за счет накопления талых снеговых вод в понижениях рельефа.

МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ

Исследования выполнены в оазисе Вечерний, расположенном в восточной части Холмов Тала, Земля Эндерби. Объектами исследований явились семь озер, шесть малых водоемов и один водоток (рис. 1).

Для сравнения отбор проб выполнялся в озере Лагерное в оазисе Молодежный, также относящегося к Холмам Тала. Применяемые для оазиса Вечернего названия озер являются условными (Нижнее, Верхнее, Верхнее-1 и т.д.); для их обозначения, так же, как и для временных водоемов, используются коды.

По результатам наблюдений на станции Молодежная, согласно [18], среднегодовая температура воздуха в данном районе составляет –11,0 °С, количество осадков — 496 мм.

Большинство озер оазиса расположено в долине, вытянутой между грядями практически параллельно берегу моря Космонавтов. Озера проточные; на самых низких отметках (40,3 м) расположено озеро Нижнее, в которое поступают воды из системы озер, получивших название Верхнее. Для данного озера при высоких уровнях характерен периодический сброс воды в бухту Лазурная по трещинам в леднике. Последний прорыв зафиксирован в 2009 г., когда в результате интенсивного таяния

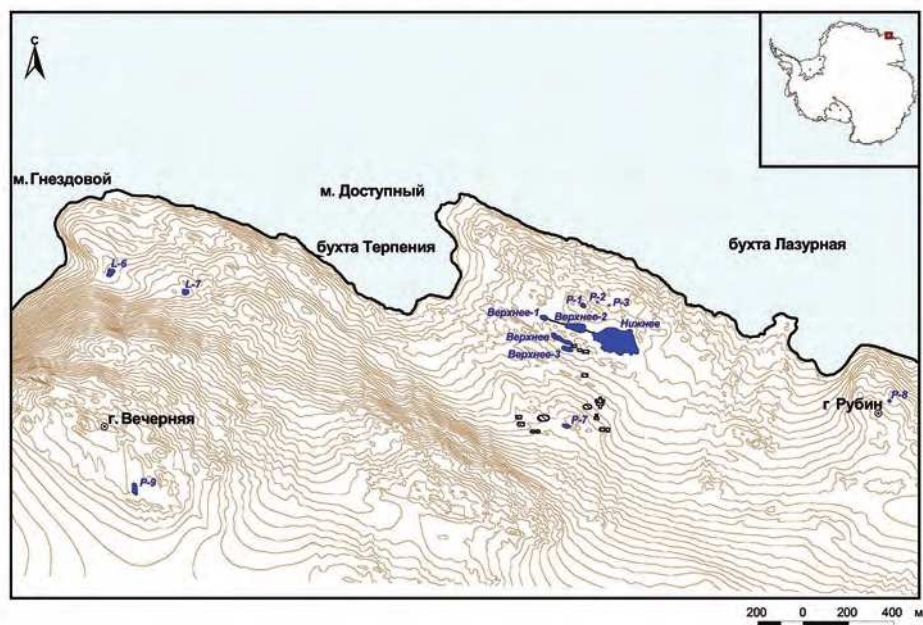


Рис. 1. Местоположение изученных озер и временных водоемов восточной части Холмов Тала, Земля Эндерби.

L-6, L-7 — коды озер; P-1, P-2, P-3, P-7, P-8, P-9 — коды временных водоемов

Fig. 1. Location of investigated lakes and temporary ponds in the east part of the Thala Hills, Enderby Land.

L-6, L-7 — lake codes; P-1, P-2, P-3, P-7, P-8, P-9 — temporary pond codes

снега произошло накопление воды в малых водоемах, расположенных выше в рельефе местности, и сброс сначала в озеро Верхнее, затем — Нижнее. Следствием прорыва явилось падение уровня воды в озере на 1–2 м.

По данным батиметрической съемки в рамках первой сезонной БАЭ 2008/09 г. максимальная глубина озера Нижнее составила 3,5 м. За период проведения БАЭ озеро ни разу не освобождалось ото льда полностью; в отдельные годы в январе-феврале возможно появление открытых закраин. Толщина льда варьирует от 0,7 до 2 м. В то же время, согласно М.В. Александрову [15], ранее в теплые годы озеро полностью освобождалось ото льда, как это было зафиксировано в 1967 г.

В отличие от озер, количество малых водоемов в оазисе значительно больше, и встречаются они практически повсеместно, где имеются условия для аккумуляции воды. Образуются временные водоемы между скалистыми грядками; их размеры существенно варьируют в зависимости от местоположения, наличия уклонов и других факторов. Многие водоемы полностью освобождаются ото льда к середине января—началу февраля. Вместе с тем имеются водоемы, в пределах которых на большей части сохраняется лед и в летний сезон. Конфигурация временных водоемов меняется в течение теплого периода, что определяется соотношением процессов притока талой воды и ее испарением и стоком.

Временные водоемы, выбранные в качестве объектов исследования, расположены на склоне и днище долины, где сформировались и озера, а также в пониже-

ниях в районе строительства станции, на сопке Рубин и на гребне гряды Вечерняя. Площадь водоемов варьирует от нескольких метров квадратных до сотен метров квадратных. Глубина временных водоемов, как правило, невелика (до 0,5 м), хотя для ряда из них данные пока отсутствуют.

Отбор проб воды проводился участниками сезонных 4-й (2011/12 г.), 5-й (2012/13 г.), 7-й (2014/15 г.), 8-й (2015/16 г.), 9-й (2016/17 г.) и 10-й (2017/18 г.) БАЭ. Использованы также результаты рекогносцировочных исследований первой сезонной БАЭ (2008/09 г.).

Основные параметры исследованных водоемов приведены в табл. 1.

Таблица 1

**Основные параметры исследованных озер и временных водоемов
восточной части Холмов Тала**

Название и/или код водоема	Район	Долгота	Широта	Абс. высота, м	Площадь, м ²	Глубина макс., м	Кол-во проб
Нижнее, L-1	Долина между грядами м. Доступный и г. Вечерняя	46,15284	–67,65750	40,3	15000	4,0	7
Верхнее, L-2		46,14842	–67,65760	44	1500	1,5	4
Верхнее-1, L-3		46,14685	–67,65680	44	520	0,7	4
Верхнее-2, L-4		46,15495	–67,65628	42	2460	—	4
Верхнее-3, L-5		46,15449	–67,65706	42	830	—	1
L-6	Гряда м. Гнездовой	46,11033	–67,66470	42	1400	1,2	1
L-7		46,10809	–67,66011	57	600	1,4	1
P-1	Гряда м. Доступный	46,15695	–67,65560	45	350	0,4	2
P-2		46,16005	–67,65560	50	150	0,4	2
P-3		46,16062	–67,65580	46	130	0,5	2
P-7	Район строительства белорусской антарктической станции	46,15409	–67,66016	85	480	—	5
P-8	Сопка Рубин	46,18552	–67,65971	72	150	—	1
P-9	Гряда г. Вечерняя	46,11313	–67,66250	260	870	—	1

При отборе проб учитывалось местоположение водоемов и возможные источники антропогенного воздействия. В пределах водосбора озер Нижнее и Верхнее-1 располагаются остатки инфраструктуры бывшей полевой базы «Гора Вечерняя» Советской антарктической экспедиции, обеспечивавшей в период 1980-х — начала 1990-х гг. функционирование аэродрома.

Отбор проб осуществлялся в пластиковые контейнеры объемом 0,5 л и/или 0,25 л, которые предварительно были вымыты и высушены перед отправкой в Антарктиду. Перед отбором проб контейнеры ополаскивались дважды дистиллированной водой, затем — водой из водоема. Отбор проб осуществлялся непосредственно в емкости путем их полного погружения в воду. После отбора пробы плотно закрывались и хранились в холодном месте при температуре не выше 4 °С до доставки в Беларусь.

Пробоподготовка и химико-аналитические исследования выполнены в аккредитованной лаборатории биогеохимии и агроэкологии Государственного научного учреждения «Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси».

Содержание хлоридов определялось титриметрическим методом с нитратом серебра (СТБ 17.13.05-39-2015), гидрокарбонат-ионов — титриметрически с использованием тетраборнокислого натрия (ГОСТ 31957-2012), сульфатов — турбидиметрически (СТБ 17.13.05-42-2015), натрия и калия — методом пламенной фотометрии (МВИ.МН 2140-2004), кальция и магния — титриметрически (СТБ 17.13.05-46-2016) и методом атомно-абсорбционной спектроскопии, величина pH определялась потенциометрическим методом (СТБ ISO 10523-2009), удельная электропроводность — с использованием кондуктометра.

Всего за шесть экспедиций было отобрано и проанализировано 37 проб воды для определения содержания макрокомпонентов, в том числе 22 пробы из озер, 13 проб из временных водоемов и 2 пробы из временного ручья. В 2012, 2013 и 2015 гг. отобраны также пробы из озера Лагерное, оазис Молодежный.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Озера. В водах озер зафиксированы низкие концентрации основных ионов (табл. 2). По величине pH воды классифицируются преимущественно как слабокислые (за исключением 2018 г., когда величина pH снизилась до 4,48 (кислые воды)).

Согласно полученным результатам, различия между озерами оазиса по величине pH, электропроводности, содержанию основных ионов незначительны. Несколько выделяется озеро Верхнее-1 (L-3), для которого характерны повышенные концен-

Таблица 2

Основные гидрохимические параметры озер восточной части Холмов Тала, Земля Эндерби

Название или код водоема	Показатель	Содержание, мг/л								pH	Удельная электропроводность, $\mu\text{См/см}$
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Сумма ионов		
Нижнее	Минимум	1,7	6,3	0,1	0,3	0,4	3,0	0,1	16,0	4,5	26,4
	Максимум	8,8	15,6	1,6	2,8	2,0	10,0	1,7	38,0	6,6	74,9
	Среднее	5,0	10,8	0,8	1,7	0,9	5,8	0,6	27,5	6,0	50,2
Верхнее	Минимум	3,2	4,2	0,3	н.о. ¹	0,3	2,4	0,3	11,5	5,9	19,3
	Максимум	10,1	18,4	1,8	3,6	2,3	15,0	1,2	58,3	6,9	61,7
	Среднее	5,6	11,2	0,9	1,3	1,1	7,3	0,6	30,3	6,5	52,9
Верхнее-1	Минимум	3,7	9,9	0,6	0,3	0,6	4,7	0,4	27,0	6,1	37,2
	Максимум	12,2	35,5	1,6	4,8	2,9	21,6	2,3	87,5	6,9	130,0
	Среднее	8,4	23,5	1,2	2	1,8	15,5	1,4	55,2	6,5	96,7
Верхнее-2	Минимум	2,2	11,0	0,7	2,2	0,6	3,9	0,1	28,4	5,9	43,4
	Максимум	6,1	19,9	1,8	5,4	1,9	15,6	0,8	49,8	6,5	81,8
	Среднее	4,0	14,6	1,0	3,3	1,2	7,3	0,5	34,4	6,3	56,6
Верхнее-3	Среднее ²	2,0	9,4	0,5	0,9	1,0	5,0	0,4	20,5	6,8	42,4
L-6	То же	1,2	4,5	0,2	0,8	0,5	2,8	0,2	10,6	6,8	24,0
L-7	“	1,2	14,1	0,6	1,6	0,8	7,1	0,4	27,2	6,6	61,5

Примечания. ¹ — здесь и далее в таблицах н.о. обозначает «не обнаружено»; ² — значения для озера Верхнее-3 получены по данным опробования 21.12.2017, для озер L-6 и L-7 — 21.01.2018.

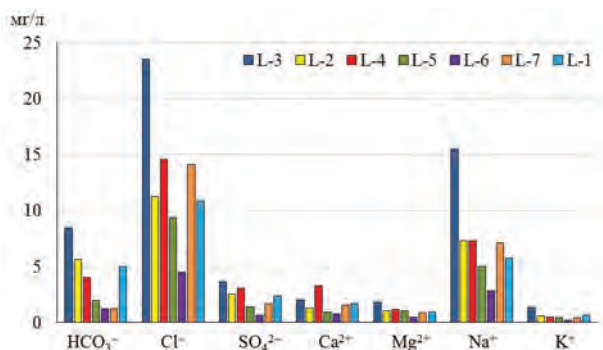


Рис. 2. Сравнительное среднее содержание основных ионов в водах озер восточной части Холмов Тала

Fig. 2. Comparative average content of principal ions in lakes water of the east part of Thala Hills

трации основных ионов, а также одно из озер в районе мыса Гнездовой (L-6), где зафиксированы самые низкие значения (рис. 2).

Полученные статистические параметры гидрохимического состава озер оазиса приведены в табл. 3.

Коэффициент вариации содержания основных ионов, а также величины удельной электропроводности и суммы ионов находится в диапазоне 50–85 %, для величины рН — составляет 9 %, что в целом свидетельствует о небольшом разбросе значений.

Таблица 3

**Статистические параметры гидрохимического состава озер
восточной части Холмов Тала**

Параметр	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-} , S	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Сумма ионов	рН	Удельная электро- проводность, $\mu\text{См/см}$
Среднее, мг/л	4,91	13,68	0,87	1,87	1,13	7,97	0,69	33,21	6,33	59,3
Стандартная ошибка, мг/л	0,71	1,62	0,11	0,33	0,16	1,24	0,12	3,88	0,11	6,3
Медиана, мг/л	4,03	13,08	0,76	1,87	0,94	5,38	0,43	28,94	6,48	51,0
Стандартное отклонение, мг/л	3,19	7,59	0,53	1,54	0,75	5,81	0,58	18,22	0,53	29,5
Коэффициент вариации, %	65	55	62	82	66	73	85	55	8	50
Минимум, мг/л	1,22	4,18	0,06	н.о.	0,30	2,40	0,12	10,65	4,48	19,3
Максимум, мг/л	12,20	35,45	1,83	5,43	2,92	21,58	2,30	87,46	6,93	130,0

Малые водоемы и водотоки. В отличие от озер, различия между временными водоемами по содержанию минеральных элементов более существенные (табл. 4).

Максимальные значения основных ионов характерны для водоема Р-2, расположенного севернее озера Нижнее. В особенности выделяются повышенные концентрации хлоридов и натрия (рис. 3). Минимальные значения зафиксированы в водах временного водоема Р-7, расположенного в районе строительства станции. В целом различия в содержании основных ионов между максимальными и минимальными значениями достигают десятков раз.

**Основные гидрохимические параметры временных водоемов и водотока
восточной части Холмов Тала**

Название или код водоема	Показатель	Содержание, мг/л								pH	Удельная электро- проводность, µСм/см
		HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻ , S	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Сумма ионов		
Малые (временные) водоемы											
P-1	Минимум	1,7	63,3	2,98	2,5	2,6	39,9	1,4	128,9	5,98	—
	Максимум	9,8	76,6	3,95	3,0	4,7	54,0	1,6	154,9	6,42	—
	Среднее	5,7	69,9	3,47	2,8	3,6	46,	1,6	141,8	6,20	—
P-2	Минимум	14,6	395	5,91	5,6	14,6	244,0	1,1	708,4	6,34	1258
	Максимум	67,1	485	11,05	7,5	23,3	312,0	1,4	915,8	6,82	1663
	Среднее	40,9	440	8,48	6,5	18,9	278,0	1,3	812,1	6,58	1460
P-3	Минимум	4,9	22,9	0,27	1,4	0,61	14,9	0,6	46,1	5,60	61,9
	Максимум	19,5	76,6	1,63	3,9	6,9	48,4	1,4	162,1	6,59	300,5
	Среднее	12,2	49,8	0,95	2,6	3,8	31,6	0,96	104,1	6,10	181,2
P-7	Минимум	н.о.	2,8	0,08	н.о.	н.о.	1,1	0,05	6,7	5,21	11,9
	Максимум	1,8	10,9	0,86	4,0	0,6	5,8	0,5	21,2	6,25	38,7
	Среднее	1,2	7,5	0,44	2,2	0,3	3,2	0,2	15,5	5,67	28,8
P-8	Среднее ¹	1,9	7,7	0,05	1,1	0,8	4,0	0,4	17,5	6,43	35,6
P-9	“	19,0	49,9	2,12	7,8	4,7	30,0	1,2	119,2	7,47	227,4
Временный водоток											
S-32	Минимум	4,27	2,44	0,20	0,0	0,13	1,10	0,30	9,45	5,43	9,6
	Максимум	4,88	5,25	0,27	2,2	0,32	3,44	0,52	17,15	5,67	22,6
	Среднее	4,58	3,84	0,23	1,10	0,22	2,27	0,41	13,30	5,55	16,1

Примечание. ¹ — значения для водоемов P-8 и P-9 получены по данным опробования 21.01.2018.

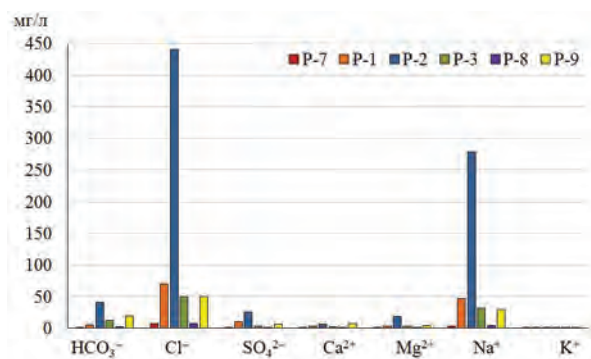


Рис. 3. Сравнительное содержание основных ионов в водах временных водоемов восточной части Холмов Тала

Fig. 3. Comparative content of principal ions in the waters of temporary ponds of the east part of Thala Hills

Коэффициенты вариации для большинства соединений для малых водоемов превышают 100 %; исключение составляют ионы кальция и калия с вариабельностью 70 и 75 % соответственно (табл. 5).

**Статистические параметры гидрохимического состава временных водоемов
восточной части Холмов Тала**

Параметр	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-} , S	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Сумма ионов	pH	Удельная электро- проводность, $\mu\text{См/см}$
Среднее, мг/л	11,97	93,45	2,32	3,45	4,96	58,72	0,79	179,2	6,15	301,32
Стандартная ошибка, мг/л	5,42	43,65	0,88	0,70	2,06	27,75	0,16	80,4	0,17	146,95
Медиана, мг/л	3,42	22,91	0,86	2,85	1,70	14,90	0,57	46,1	6,25	38,70
Стандартное отклонение, мг/л	18,77	157,39	3,16	2,41	7,13	100,05	0,59	289,8	0,62	529,84
Коэффициент вариации, %	157	168	136	70	144	170	75	162	10	176
Минимум, мг/л	0,61	2,77	0,05	0,80	0,04	1,12	0,05	6,67	5,21	4,60
Максимум, мг/л	67,12	485,31	11,05	7,78	23,29	312,0	1,65	915,8	7,47	1663,00

Воды временного водотока содержат минимальные количества минеральных веществ по сравнению с озерами и малыми водоемами: сумма ионов в среднем оценивается в 13,3 мг/л (см. табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Выполненные исследования показали, что по сумме ионов воды всех озер характеризуются как очень маломинерализованные (табл. 6).

Сопоставимы с ними некоторые временные водоемы, расположенные в районе сопки Рубин (Р-8) и площадки строительства станции (Р-7). Воды двух водоемов,

Таблица 6

Минерализация и кислотность вод водоемов восточной части Холмов Тала

Код водо- ема	Проточность	Сумма ионов ¹ , мг/л	Минерализация	Величина pH ¹	Кислотность вод
L-1	Проточное	16,0–38,0 (27,5)	Очень маломинерализованные	4,48–6,58 (5,99)	Слабокислые
L-2	То же	11,5–58,3 (30,3)	То же	5,93–6,85 (6,50)	То же
L-3	“	27,0–87,4 (55,2)	“	6,10–6,93 (6,45)	“
L-4	“	28,4–49,8 (34,4)	“	5,93–6,54 (6,33)	“
L-5	“	20,5	“	6,78	Нейтральные
L-6	“	24,0	“	6,80	То же
L-7	“	61,5	“	6,58	“
P-1	Слабопроточное	129–155 (142)	Маломинерализованные	5,98–6,42 (6,20)	Слабокислые
P-2	Непроточное	708–916 (812)	Повышенная минерализация	6,34–6,82 (6,58)	Нейтральные
P-3	Слабопроточное	46–162 (104)	Маломинерализованные	5,60–6,59 (6,09)	Слабокислые
P-7	Проточное	6,7–16,9 (14,0)	Очень маломинерализованные	5,21–5,84 (5,52)	То же
P-8	То же	17,5	То же	6,43	“
P-9	Слабопроточное	119	Маломинерализованные	7,47	Нейтральные

Примечание. ¹ — диапазон (в скобках — среднее значение).

расположенных к северу от озера Нижнее (Р-1, Р-3) и водоема на гряде Вечерняя (Р-9) относятся к маломинерализованным (сумма ионов в пределах 100–200 мг/л).

Из 13 проанализированных водоемов лишь в одном из них (Р-2) воды характеризуются повышенной минерализацией, сумма ионов в нем составляет 708–916 мг/л. По величине рН воды озер и временных водоемов характеризуются как слабокислые и нейтральные ($\text{pH} = 5,21\text{--}7,47$). Это означает, что источниками питания озер и временных водоемов в пределах оазиса Вечерний являются талые снеговые воды и воды снежников и ледников. Полученные данные по содержанию основных ионов свидетельствуют о сходстве озер, образовавшихся в послеледниковое время; возраст озера Нижнее составляет примерно 9–11 тыс. лет, согласно [19]. Незначительная вариабельность содержания минеральных элементов определяется объемом и интенсивностью поступления талых вод как в многолетнем режиме, так и в сезон снеготаяния, а также температурным режимом, влияющим на процессы испарения, как это показано на примере оазисов Ларсеманн [10, 11], Лютцов-Холл [12, 20] и др. В целом же факторы, определяющие химический состав озер, в оазисах могут различаться. По данным [21], для таких оазисов как Холмы Ларсеманн, Ширмахера, Бангера, к первой группе по значимости факторов относятся перенос морских аэрозолей с осадками, вымораживание солей, поступление ионов из верхних слоев грунтов озерных ванн, образование которых связано с морскими трансгрессиями, и лишь ко второй — талые воды снежников и ледников.

Сравнение содержания основных ионов, величины рН и удельной электропроводности в водах озер и временных водоемов оазиса Вечерний с помощью критерия Стьюдента показало, что при 5%-м уровне значимости ($p < 0,05$) различия средних значений между выборками достоверны для всех элементов: $t_{\text{крит}} = 2,06\text{--}2,20$ при $t_{0,05} = 2,03$. Максимальные значения $t_{\text{крит}}$ (2,20) получены для хлоридов, ионов магния и гидрокарбонатов.

Исходя из полученных данных можно заключить, что проточность озер обеспечивает сохранение баланса привноса–выноса макрокомпонентов. О значительной роли проточности водоемов свидетельствует и тот факт, что среди временных водоемов оазиса Вечерний именно для проточных характерны самые низкие концентрации основных ионов, что согласуется с результатами исследований, приведенными в [22].

В непроточных и/или слабопроточных водоемах большее влияние на содержание минеральных элементов оказывают процессы испарения. По данным [9], температура вод временных непроточных водоемов оазиса Вечерний в период работы 5-й сезонной БАЭ (2012/13 г.) находилась в диапазоне $+2\text{...}+16\text{ }^{\circ}\text{C}$, с превышением $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ для большинства водоемов. В то же время в проточных водоемах временного типа чаще всего температура фиксировалось до $+6\text{ }^{\circ}\text{C}$, в редких случаях — до $+12\text{ }^{\circ}\text{C}$. В озерах она варьировала от $+0,2$ до $+4,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В работе [3] указано, что максимальная зафиксированная температура в мелководном водоеме с черным дном в оазисе Молодежный достигала $21,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Следует отметить, что во временных водоемах из-за их небольшой площади и малой водной массы в наибольшей степени сказывается влияние интенсивности снеготаяния и наличия водотоков, которые в свою очередь зависят от погодных условий. Важный фактор, влияющий на химический состав водоемов Антарктики, — морские аэрозоли [4, 22, 23, 24]. Близость расположения водоемов оазиса Вечерний к береговой линии также не исключает возможности их поступления

с атмосферными осадками и ветровым переносом. Согласно полученным данным, в большинстве случаев в озерах и временных водоемах оазиса среди анионов доминируют хлориды, среди катионов — ионы натрия (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав водоемов и водотока в восточной части Холмов Тала, %-экв

Объект	Параметр	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{2-}, \text{S}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
Озера	Среднее	12,7	77,0	9,6	16,0	18,0	62,0	2,9
	Диапазон	4,4–21,0	67,0–87,0	7,6–12,5	8,0–30,0	14,6–23,4	49,0–73,0	2,1–3,9
Малые водоемы	Среднее	9,0	82,0	7,2	18,4	14,0	70,0	1,7
	Диапазон	4,3–16,8	73,0–91,0	1,1–15,8	2,3–25,0	7,0–22,0	56,0–80,0	0,2–3,0
Водоток	Среднее	39,7	52,8	7,4	18,0	12,1	59,5	7,8
	Диапазон	30,0–49,6	42,6–63,1	7,1–7,8	0–36,0	8,5–15,6	49–70	4,4–11,2

О тесной связи между суммой ионов и содержанием ионов хлора и натрия свидетельствует статистический анализ: коэффициент корреляции (r) для озер оценивается в 0,94–0,95. Величина удельной электропроводности в водах озер также в наибольшей степени обусловлена содержанием ионов хлора и натрия и, как следствие, суммой ионов ($r = 0,94$ –0,96). Достаточно тесные связи ($r = 0,82$) выявлены в отношении содержания ионов магния и хлора.

В водах временных водоемов также отмечается очень тесная связь между суммой ионов и содержанием ионов хлора и натрия. Тесная связь ($r = 0,97$ –0,99) выявлена между величиной удельной электропроводности и содержанием ионов хлора, натрия, магния, а также суммой ионов. Аналогичные коэффициенты корреляции характерны для следующих пар элементов: магний–хлориды, натрий–магний.

Выполненный нами отбор проб снегового покрова в районе оазиса Вечерний в период сезонных работ 2011/12 и 2012/13 г. показал, что с удалением от береговой линии в сторону ледникового купола содержание химических элементов в снеге снижается (табл. 8).

Таблица 8

Основные гидрохимические параметры снеговых и снежниково-ледниковых вод в восточной части Холмов Тала (по данным [16])

Район исследований (количество проб)	Содержание, мг/л								pH	Удельная электропроводность, $\mu\text{См/см}$
	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_4^{2-}, \text{S}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Сумма ионов		
Территория Белорусской антарктической станции (22)	3,1	1,83	0,16	0,22	0,16	0,73	0,21	6,98	5,76	9,26
Ледниковый купол (5)	2,90	1,48	0,04	0,00	0,03	0,46	0,05	5,13	5,68	6,24

Несомненно, атмосферные осадки в районах морской Антарктики (полуострова, островов) существенно больше обогащены морскими аэрозолями. По данным [25], среднегодовое значение электропроводности для снеговых вод в районах прибрежных террас составляет 290 $\mu\text{См/см}$, при максимальных значениях до 1613 $\mu\text{См/см}$, тогда как в оазисе Вечерний она зафиксирована в диапазоне 5,1–20,7 $\mu\text{См/см}$ [16].

Сравнение снеговых вод и вод водоемов оазиса Вечерний показало, что они близки по химическому составу, хотя концентрации минеральных соединений в водоемах выше. Это обусловлено процессами их выщелачивания из горных пород и грунтов водосборов, с которых талые воды поступают в озера и временные водоемы. По данным [4, 26], во временных водотоках четко прослеживается увеличение концентрации основных ионов вниз по течению водотоков, возрастает также величина электропроводности. Увеличение значения электропроводности к концу летнего сезона (снеготаяния), согласно [6], объясняется снижением интенсивности водных потоков и увеличением контакта водной массы с горными породами и минеральными частицами. Представленные выше данные (см. табл. 4) для временного водотока в оазисе Вечерний свидетельствует о сходном со снеговыми водами содержании основных ионов в талых водах.

В целом по гидрохимическим свойствам озера Холмов Тала сопоставимы между собой, а также с другими оазисами Антарктики, где условия их питания сходны. В табл. 9, помимо данных авторов, представлены обобщенные данные из опубликованных работ для острова Ливингстон [6] и оазиса Ларсеманн [10].

Таблица 9

Сравнительные значения основных гидрохимических параметров озер Холмов Тала и других оазисов (в скобках приведен диапазон)

Показатель	Озера оазиса Вечерний, Холмы Тала, 2012–2018 гг.	Озеро Лагерное, оазис Молодежный, Холмы Тала, 2012–2015 гг., данные авторов	Озера п-ва Байерс, о. Ливингстона, 2001/02 г. [6]	Озера оазиса Ларсеманн, 1996 г. [10]
pH	6,28 (4,48–6,93)	6,21 (6,24–6,29)	6,98 (6,04–7,82)	7,62 (6,27–8,65)
Удельная электропроводность, $\mu\text{См/см}$	61,3 (19,3–130)	32,3 (22,6–43,2)	69 (20–189)	1247 (20,6–5520)
Cl^-	14,3 (4,2–35,4)	6,4 (5,5–8,0)	24,1 (0,65–143)	—
$\text{SO}_4^{2-}, \text{S}$	0,9 (0,06–1,83)	0,4 (0,2–0,6)	7,14 (0,39–31,03)	14,3 (1,0–49)
Na^+	8,25 (2,4–21,6)	3,7 (2,7–4,2)	18,2 (2,53–107,2)	128 (2,04–1172)
K^+	0,72 (0,12–2,3)	0,65 (0,3–1,1)	1,52 (0,21–10,29)	4,0 (0,05–35,3)
Mg^{2+}	1,2 (0,3–2,92)	0,7 (0,35–1,17)	2,33 (0,32–11,95)	17,4 (0,16–173)
Ca^{2+}	1,9 (н.о.–5,4)	0,8 (0,17–1,9)	4,0 (0,31–16,62)	6,8 (н.о.–67,0)

Следует подчеркнуть, что в отличие от многих других оазисов Антарктики (Ларсеманн, Ширмахер, Лютцов-Хольм, Бангера и др.), озера оазиса Вечерний не подпадают ни под один из типов озер, выделенных И.В. Федоровой [21] и Л. Недбаловой с соавторами [27]. Являясь неглубокими и небольшими по площади, проточными, со снеговым и снежно-ледниковым питанием, озера характеризуются как очень маломинерализованные, слабокислые и нейтральные, с преимущественно хлоридно-натриевыми, редко — гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми или хлоридными кальциево-магниевыми-натриевыми водами. Малые (временные) водоемы оазиса сходны с озерами по химическому составу и источникам питания. Повышенная минерализация для ряда из них обусловлена их непроточностью и процессами испарения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для восточной части Холмов Тала охарактеризован химический состав озер и временных водоемов. Установлено, что воды озер являются мало- и очень мало-минерализованными с преимущественно слабокислой и нейтральной реакцией среды. Среди катионов доминируют ионы натрия, среди анионов — хлориды; различия между озерами по содержанию химических веществ и химическому составу не выражены.

Талые снеговые воды и воды снежников и ледников являются основным источником питания водоемов.

Большая контрастность в содержании химических веществ отмечается между временными водоемами; в некоторых из них повышены концентрации основных ионов, что обусловлено их непроточностью и процессами испарения.

В оазисе Вечерний, в отличие от многих других оазисов Антарктики, не выявлено озер с морской или смешанной водой.

Полученные данные являются основой дальнейших исследований, в том числе для выявления временных трендов в изменении содержания основных ионов, величины рН, а также химического состава в связи с изменением климата, а также возможным антропогенным воздействием в связи со строительством станций. Результаты исследований могут быть экстраполированы на близлежащие оазисы Холмов Тала.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Государственных программ «Мониторинг полярных районов Земли и обеспечение деятельности арктических и антарктических экспедиций на 2011–2015 годы» и «Мониторинг полярных районов Земли, создание Белорусской антарктической станции и обеспечение деятельности полярных экспедиций на 2016–2020 годы». Авторы выражают благодарность начальнику Белорусской антарктической станции А.А. Гайдашову и всем участникам экспедиций за содействие и помощь при отборе и транспортировке проб.

Acknowledgments. The study was conducted in the framework of programs “Monitoring of the polar regions of the Earth and ensuring the activities of the Arctic and Antarctic expeditions for 2011–2015” and “Monitoring of the polar regions of the Earth, the creation of the Belarusian Antarctic station and ensuring the activities of polar expeditions for 2016–2020”. The authors are grateful to the Head of Belarusian Antarctic Expeditions Alexei Haidashou and all participants of expeditions for their assistance and help in sampling and transportation of the samples.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hodgson D.A.* Antarctic lakes // *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs* / Bengtsson L., Herschy R.W., Fairbridge R.W. (Eds.). Springer, Dordrecht. 2012. V. 30. P. 26–31.
2. *Howard-Williams C., Hawes I., Doran P., Siegert M., Camacho A., Kaup E.* Diversity of Antarctic lakes, ponds and streams // *Antarctic Environmental Portal*. 2019. URL: <https://www.environments.aq/information-summaries/diversity-of-antarctic-lakes-ponds-and-streams> (дата обращения 16.08.2019).
3. *MacNamara E.E.* Some limnological observations from Enderby Land, Antarctica // *Limnol. Oceanograph*. 1970. V. 15. P. 768–775.
4. *Nędzarek A., Tórz A., Podlasińska J.* Ionic composition of terrestrial surface waters in Maritime Antarctic and the processes involved in formation // *Antarctic Science*. 2015. V. 27 (2). P. 150–161.
5. *Healy M., Webster-Brown J.G., Brown K.L., Lane V.* Chemistry and stratification of Antarctic meltwater ponds; II Inland ponds in the McMurdo Dry Valleys, Victoria Land // *Antarctic Science*. 2006. V. 18. P. 525–533.

6. Toro M., Camacho A., Rochera C., Rico E., Bañon M., Fernandez-Valiente E., Marco E., Justel A., Avendano M.C., Ariosa Y., Vincent W.F., Quesada A. Limnological characteristics of the freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in Maritime Antarctic // *Polar Biology*. 2007. V. 30. P. 635–649.
7. Nędzarek A., Pocięcha A. Limnological characterization of freshwater systems of the Thomas Point Oasis (Admiralty Bay, King George Island, West Antarctica) // *Polar Science*. 2010. V. 4. P. 457–467.
8. Гизиняк Ю.Г., Бородин О.И., Мямин В.Е. Исследования, проводимые в Антарктике белорусскими биологами // *Природная среда Антарктики: современное состояние изученности: Материалы II Междунар. науч.-практ. конф.* Минск: Конфидо, 2016. С. 84–94.
9. Мямин В.Е., Никитина Л.В. Некоторые характеристики бактериопланктона пресноводных водоемов участка Вечерний оазиса Молодежный (Холмы Тала, Восточная Антарктида) // *Мониторинг состояния природной среды Антарктики и обеспечение деятельности национальных экспедиций: Материалы I Междунар. науч.-практ. конф.* Минск: Экоперспектива, 2014. С. 198–203.
10. Gasparon M., Lanyon R., Burgess J.S., Sigurdsson I.A. The freshwater lakes of the Larsemann Hills, East Antarctica: chemical characteristics of the water column // *ANARE Research Report*. 2002. V. 147. 28 p.
11. Gillieson D., Burgess J.S., Spate A., Cochrane A. An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica // *ANARE Research Notes*. 1990. V. 74. 173 p.
12. Matsumoto G.I. Geochemical monitoring of Antarctic lakes and their ecosystems // *Proc. NIPR Symp. Polar Biol*. 1994. V. 7. P. 158–172.
13. Quesada A., Camacho A., Rochera C., Velazquez D. Byers Peninsula: A reference site for coastal, terrestrial and limnetic ecosystem studies in maritime Antarctica // *Polar Science*. 2009. V. 3 (3). P. 181–187. <http://dx.doi.org/10.1016/j.polar.2009.05.003>.
14. Симонов И.М. Оазисы Восточной Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 180 с.
15. Александров М.В. Ландшафтная структура и картирование оазисов Земли Эндерби. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 152 с.
16. Kakareka S., Kukharchyk T., Loginov V., Salivonchyk S. Construction and operation of Antarctic research stations. An Experience of Comprehensive Environmental Evaluation. Minsk: StroyMediaProekt, 2016. 278 p.
17. Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P. Major and trace elements content in freshwater lakes of Vecherny Oasis, Enderby Land, East Antarctica // *Environmental Pollution*. 2019. V. 255. Part 1, December. Article 113126. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.113126>
18. Molodyozhnaya Station. Data. URL: <http://www.aari.aq/data/data.asp?lang=0&station=4/>. (дата обращения 14.12.2017).
19. Zazovskaya E., Mergelov N., Shishkov V., Dolgikh A., Miamin V., Cherkinsky A., Goryachkin S. Radiocarbon age of soils in oases of East Antarctica // *Radiocarbon*. 2016. P. 1–15. doi:10.1017/RDC.2016.75.
20. Murayama H., Watanuki K., Nakaya S., Nakaya S., Torii T. Monitoring of pond waters near Syowa Station (II) // *Memoirs NIPR, Special Issue*. 1984. V. 33. P. 187–193.
21. Федорова И.В. Современное состояние и устойчивость к воздействию внутренних водоемов Антарктиды: Дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36, 25.00.27. СПб., 2003. 236 с.
22. Klovov V., Kaup E., Zierath R., Haendel D. Lakes of the Bunger Hills (East Antarctica): chemical and ecological properties // *Polish Polar Research*. 1990. V. 11. P. 147–159.
23. Скороспехова Т.В., Федорова И.В., Четверова А.А., Алексеева Н.К., Веркулич С.Р., Ежи-ков И.С., Козачек А.В. Особенности гидрохимического режима водных объектов полуострова Файлдс (о. Кинг Джордж, Западная Антарктика) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2016. № 2 (108). С. 79–91.

24. Abollino O., Aceto M., Buoso S., Gasparon M., Green W.J., Malandrino M., Mentasti E. Distribution of major, minor and trace elements in lake environments of Antarctica // *Antarctic Sci.* 2004. V. 16. P. 277–291.
25. Nędzarek A., Rakusa-Suszczewski S. Nutrients and conductivity in precipitation in the coast of King George Island (Antarctica) in relation to wind speed and penguin colony distance // *Polish J. Ecol.* 2007. V. 55. P. 705–716.
26. Green W.J., Angle M.P., Chave K.E. The geochemistry of Antarctic streams and their role in the evolution of four lakes of the McMurdo Dry Valleys // *Geochimica Cosmochimica Acta.* 1988. V. 52. P. 1265–1274.
27. Nedbalova L., Nyvlt D., Kopacek J., Sobr M., Elster J. Freshwater lakes of Ulu Peninsula, James Ross Island, north-east Antarctic Peninsula: origin, geomorphology and physical and chemical limnology // *Antarctic Science.* 2013. V. 25 (3). P. 358–372. doi:10.1017/S0954102012000934.

REFERENCES

1. Hodgson D.A. Antarctic Lakes. Encyclopedia of Lakes and Reservoirs (ed: Bengtsson L., Herschy R.W., Fairbridge R.W.). Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. 2012: 26–31.
2. Howard-Williams C., Hawes I., Doran P., Siegert M., Camacho A., Kaup E. Diversity of Antarctic lakes, ponds and streams. Antarctic Environmental Portal. 2019. Available at: <https://www.environments.aq/information-summaries/diversity-of-antarctic-lakes-ponds-and-streams> (accessed 16.08.2019).
3. MacNamara E.E. Some limnological observations from Enderby Land, Antarctica. *Limnol. Oceanograph.* 1970, 15: 768–775.
4. Nędzarek A., Tórz A., Podlasińska J. Ionic composition of terrestrial surface waters in Maritime Antarctic and the processes involved in formation. *Antarctic Science.* 2015, 27 (2): 150–161.
5. Healy M., Webster-Brown J.G., Brown K.L., Lane V. Chemistry and stratification of Antarctic meltwater ponds; II Inland ponds in the McMurdo Dry Valleys, Victoria Land. *Antarctic Science.* 2006, 18: 525–533.
6. Toro M., Camacho A., Rochera C., Rico E., Bañón M., Fernandez-Valiente, E., Marco, E., Justel, A., Avendano, M.C., Ariosa, Y., Vincent, W.F., Quesada A. Limnological characteristics of the freshwater ecosystems of Byers Peninsula, Livingston Island, in Maritime Antarctic. *Polar Biology.* 2007, 30: 635–649.
7. Nędzarek A., Pocięcha A. Limnological characterization of freshwater systems of the Thomas Point Oasis (Admiralty Bay, King George Island, West Antarctica). *Polar Science.* 2010, 4: 457–467.
8. Giginiak Iu.G., Borodin O.I., Miamin V.E. Research conducted in the Antarctic by Belarusian biologists. *Mater. II Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. «Prirodnaia sreda Antarktiki: sovremennoe sostoiianie izuchennosti»*. Proceedings of the I International scientific-practical conference “The natural environment of Antarctica: the current state of knowledge”. Minsk: Konfido, 2016: 84–94. [In Russian].
9. Miamin V.E., Nikitina L.V. Some characteristics of bacterioplankton of freshwater bodies of the Evening Oasis Molodezhny site (Tala Hills, East Antarctica). *Mater. I Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. «Monitoring sostoiianiia prirodnoi sredy Antarktiki i obespechenie deiatel'nosti natsional'nykh ekspeditsii»*. Proceedings of the I International scientific-practical conference “Monitoring of a condition of a natural habitat of Antarctic and sub-Antarctic and maintenance of activity of national expeditions”. Minsk: Ekoperspektiva, 2014: 198–203. [In Russian].
10. Gasparon M., Lanyon R., Burgess J.S. & Sigurdsson I.A. The freshwater lakes of the Larsemann Hills, East Antarctica: chemical characteristics of the water column. ANARE Research Report. 2002, 147: 28 p.

11. Gillieson D., Burgess J.S., Spate A., Cochrane A. An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elizabeth Land, Antarctica. ANARE Research Notes. 1990, 74: 173 p.
12. Matsumoto G.I. Geochemical monitoring of Antarctic lakes and their ecosystems. Proc. NIPR Symp. Polar Biol. 1994, 7: 158–172.
13. Quesada A., Camacho A., Rochera C., Velazquez D. Byers Peninsula: A reference site for coastal, terrestrial and limnetic ecosystem studies in maritime Antarctica. Polar Science. 2009, 3(3): 181–187. <http://dx.doi.org/10.1016/j.polar.2009.05.003>.
14. Simonov I.M. *Oazisy Vostochnoi Antarktidy*. Oases of East Antarctica. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985. 180 p. [In Russian].
15. Aleksandrov M.V. *Landshaftnaya struktura i kartirovanie oazisov Zemli Enderbi*. Landscape structure and mapping of Enderby Earth oases. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 152 p. [In Russian].
16. Kakareka S., Kukharchyk T., Loginov V., Salivonchik S. Construction and operation of antarctic research stations. An Experience of Comprehensive Environmental Evaluation. Minsk: StroyMediaProekt, 2016: 278 p.
17. Kakareka S., Kukharchyk T., Kurman P. Major and trace elements content in freshwater lakes of Vecherny Oasis, Enderby Land, East Antarctica. Environmental Pollution. 2019, 255(1, December): article 113126. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.113126>
18. Molodyozhnaya Station. Data. Available at: <http://www.aari.aq/data/data.asp?lang=0&station=4> (accessed 14.12.2017).
19. Zazovskaya E., Mergelov N., Shishkov V., Dolgikh A., Miamin V., Cherkinsky A., Goryachkin S. Radiocarbon age of soils in oases of East Antarctica. Radiocarbon. 2016: 1–15. doi:10.1017/RDC.2016.75.
20. Murayama H., Watanuki K., Nakaya S., Nakaya S., Torii T. Monitoring of pond waters near Syowa Station (II). Memoirs NIPR Special Issue. 1984, 33: 187–193.
21. Fedorova I.V. *Sovremennoe sostoyanie i ustoychivost' k vozdeistviyu vnutrennikh vodoemov Antarktidy*. Current state and resistance to the effects of inland waters of Antarctica. PhD. geogr. sci. diss. St.-Petersburg, 2003: 236 p. [In Russian].
22. Klovov V., Kaup E., Zierath R., Haendel D. Lakes of the Bunger Hills (East Antarctica): chemical and ecological properties. Polish Polar Research. 1990, 11: 147–159.
23. Skorospelkova T.V., Fedorova I.V., Chetverova A.A., Alekseeva N.K., Verkulich S.R., Ezhikov I.S., Kozachek A.V. Characteristic of hydrochemical regime on Fildes Peninsula (King George Island, West Antarctica). *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2016, 2: 79–91. [In Russian].
24. Abollino O., Aceto M., Buoso S., Gasparon M., Green W.J., Malandrino M., Mentasti E. Distribution of major, minor and trace elements in lake environments of Antarctica. Antarctic Sci. 2004, 16: 277–291.
25. Nędzarek A., Rakusa-Suszczewski S. Nutrients and conductivity in precipitation in the coast of King George Island (Antarctica) in relation to wind speed and penguin colony distance. Polish J. Ecol. 2007, 55: 705–716.
26. Green W.J., Angle M.P., Chave K.E. The geochemistry of Antarctic streams and their role in the evolution of four lakes of the McMurdo Dry Valleys. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 1988, 52: 1265–1274.
27. Nedbalova L., Nyvlt D., Kopacek J., Sobr M., Elster J. Freshwater lakes of Ulu Peninsula, James Ross Island, north-east Antarctic Peninsula: origin, geomorphology and physical and chemical limnology. Antarctic Science. 2013, 25 (3): 358–372. doi:10.1017/S0954102012000934.

ГЛЯЦИОЛОГИЯ И КРИОЛОГИЯ

УДК 551.324.433 (984)

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОВЕРХНОСТНОЙ АБЛЯЦИИ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

О.Р. СИДОРОВА¹, Г.В. ТАРАСОВ¹, С.Р. ВЕРКУЛИЧ¹, Р.А. ЧЕРНОВ²

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

² — Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

*olsid@aari.ru

SURFACE ABLATION VARIABILITY OF MOUNTAIN GLACIERS OF WEST SPITSBERGEN

O.R. SIDOROVA¹, G.V. TARASOV¹, S.R. VERKULICH¹, R.A. CHERNOV²

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

² — FSBI “Institute of Geography”, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

*olsid@aari.ru

Received September, 29, 2019

Accepted October, 15, 2019

Keywords: ablation, glacier aspect, mountain glaciers, summer air temperature, sun radiation, West Spitsbergen.

Summary

Measurements of surface ablation in 2016–2018 on the neighboring glaciers Aldegondabreen, Austre and Vestre Grønfjordbreen (West Spitsbergen) revealed significant differences in its magnitude both within the same altitude zones for one year, and on an interannual scale. Comparison of the region's common variations in climatic conditions (air temperature, rainfall) and ablation data showed a significant contribution of the following additional factors of melting: aspect, size, altitude range, surface slope, the rocky bordering of glaciers. The maximum ablation were measured on the Aldegondabreen (with the smallest area and altitude range), which has a northeastern aspect; the average value over three years of observations was 1947 mm w.e. Austre Grønfjordbreen and Vestre Grønfjordbreen had in 2016–2018 average ablation values 1512 and 1385 mm w.e., respectively. The largest Vestre Grønfjordbreen has the lowest values of average ablation also because it lies higher

Citation: Sidorova O.R., Tarasov G.V., Verkulich S.R., Chernov R.A. Surface ablation variability of mountain glaciers of West Spitsbergen. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 438–448. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-438-448.

then neighboring glaciers. Interannual variations of mean ablation in the same altitudinal zones show: the minimum scatter of values for the Aldegondabreen (130–370 mm w.e.); higher scatter of values for the Austre Grøn fjordbreen (200–450 mm w.e.); the maximum scatter of values for the Vestre Grøn fjordbreen (from 400–600 mm w.e. in most altitude zones to 1000 mm w.e. at altitudes of 250–350 m). Due to the influence of additional factors, the maximum average ablation was observed on the Aldegondabreen in 2016, on the Vestre Grøn fjordbreen in 2017, and on the Austre Grøn fjordbreen in 2017 and 2018. The results of the study indicate the need to take into account the contribution of these factors to the ablation parameters of the region's glaciers in model calculations, as well as the relevance of a detailed study of the distribution of solar radiation on glaciers.

Поступила 29 сентября 2019 г.

Принята к печати 15 октября 2019 г.

Ключевые слова: абляция, горные ледники, Западный Шпицберген, летняя температура воздуха, солнечная радиация, экспозиция ледников.

Измерения значений абляции на соседних ледниках Альдегонда, Восточный и Западный Грөнфьорд (Западный Шпицберген) в 2016–2018 гг. показали наличие заметных вариаций в параметрах таяния, которые, помимо общих для района межгодовых изменений климатических условий (температура воздуха, осадки), обусловлены характеристиками экспозиции, размеров, высотных диапазонов, уклонов поверхности, скального обрамления ледников. Результаты исследования указывают на необходимость учета вклада этих характеристик в оценку абляции ледников района при модельных расчетах, а также на актуальность детального изучения распределения солнечной радиации на рассматриваемых ледниках.

ВВЕДЕНИЕ

Ледники являются важнейшим элементом природной системы архипелага Шпицберген и занимают около 60 % его поверхности [1]. Их динамика зависит, прежде всего, от ежегодного накопления снежного покрова и таяния в период абляции. Потепление климата в Арктике, которое началось в первой половине XX в., привело к значительному сокращению площади и объема оледенения Шпицбергена [2, 3]. Наиболее чувствительными к климатическим изменениям оказались горные ледники Западного Шпицбергена, расположенные в пределах Земли Норденшельда, Земли Принца Карла, Земли Диксона: за последнее столетие площадь горного оледенения этих территорий сократилась более чем вдвое [4]. Прямые наблюдения за летним таянием на ледниках и накоплением на них снега показали, что их баланс массы становится все более отрицательным на протяжении нескольких десятилетий [5].

Одним из мест долговременных гляциологических исследований на архипелаге является район пос. Баренцбург (Земля Норденшельда). Сначала в 1965 г., а затем с 1976 по 1990 г. сотрудниками Института географии АН СССР изучались характеристики местного оледенения, в том числе периодически определялись параметры летнего таяния и зимнего накопления снега, — эти исследования также выявили тенденцию убыли массы горных ледников [6, 7].

В последнее десятилетие прямые измерения абляции на горных ледниках Альдегонда, Западный и Восточный Грөнфьорд (Земля Норденшельда) выполняются сотрудниками ФГБУ «ААНИИ» и ИГ РАН. Полученные результаты в целом указывают на продолжение резкого сокращения ледников: отрицательные значения баланса массы ледников выросли в 2–3 раза по сравнению с данными измерений в 1980-х гг. [8]; в последние годы регистрируются рекордные показатели убыли массы на ледниках Восточный Грөнфьорд [9] и Альдегонда [10].

Имея общую тенденцию сокращения, каждый из ледников, безусловно, характеризуется индивидуальными особенностями абляции, изучение которых важно для оценки роли крупномасштабных процессов и локальных факторов, влияющих на деградацию оледенения архипелага, для уточнения модельных расчетов. Информация о таких особенностях может быть получена только при проведении прямых, в достаточной степени детальных измерений. В настоящем исследовании представляются и сравниваются результаты трехлетнего цикла измерений абляции на соседних ледниках, анализируется соотношение установленных параметров абляции с пространственным расположением и высотными характеристиками ледников.

МЕТОДЫ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение масс-балансовых характеристик ледников основывалось на измерениях величины летнего таяния льда (снижения поверхности) с использованием абляционных реек. Измерения выполнялись в июле–сентябре и охватывали большую часть периода абляции, так как во второй половине сентября таяние на ледниках обычно прекращается или становится минимальным из-за начала преобладания отрицательных температур воздуха и снегопадов. Следует отметить, что сроки проведения измерений на каждом леднике несколько различались в зависимости от метеорологических условий и состояния поверхности ледника, что, безусловно, привносит некоторую погрешность при сравнении полученных данных.

Абляционные рейки (деревянные) устанавливались на ледниках в вертикальных скважинах сечением 50 мм и глубиной до 4 м, полученных с помощью ручного ледобура. При установке рейки заклинивались в скважинах во избежание их всплывания в первые часы, до примерзания к стенкам. Фиксация высоты стаявшего слоя (снижения поверхности) производилась по рейкам с использованием рулетки, с точностью 1 см от поверхности льда или снега; в течение сезона абляции на каждый ледник совершались 2–3 маршрута с измерениями.

Оценка суммарных значений поверхностной абляции на ледниках проводилась на основе данных измерений по рейкам, установленным на разных высотах (рис. 1), и расчета площадей высотных зон ледников. На ледниках Альдегонда и Восточный Грэнфьорд, которые полностью лежат в области абляции, рейки распределены по всей их площади, тогда как на леднике Западный Грэнфьорд выставлен линейный профиль. В 2016–2018 гг. на леднике Альдегонда данные снимались по 14 абляционным рейкам, расположенным на высотных уровнях в диапазоне от 157 до 458 м над уровнем моря, на леднике Восточный Грэнфьорд использовалось 11 реек в диапазоне высот от 106 до 398 м, на леднике Западный Грэнфьорд — 7 реек в диапазоне высот от 36 до 591 м. Площади высотных зон подсчитывались по норвежским топографическим картам [11], наложенным на спутниковые снимки Sentinel-2. Сокращение площади ледников было получено ранее по данным обработки космических снимков 2017 г. и норвежским картам, построенным на основе аэрофотосъемки 1936–1938 гг. [4]. Характеристики ледников и значения площади высотных зон приведены в таблицах 1, 2.

В апреле 2015 г. на морене перед фронтом ледника Восточный Грэнфьорд и на нунатаке над ледником были установлены две автоматические метеостанции (АМС). В том же году около ледника Альдегонда была установлена АМС. Данные записи температуры воздуха по АМС в сравнении с данными с метеостанции ГМО «Баренцбург» показали, что различия летних температур между Баренцбургом и предпольем ледников составляет около 2,0 °С. Средний градиент температуры воздуха

в зоне ледника Восточный Гренфьорд был получен на основании данных двух АМС. В летний период эта величина изменялась в диапазоне от $-0,7$ до $-1,0$ °С на каждые 100 м подъема в зависимости от погодных условий, что соответствует классическому значению уменьшения температуры с высотой.

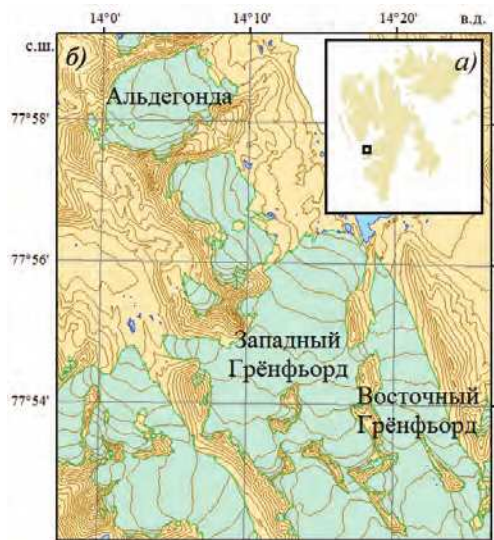


Рис. 1. Район исследований на архипелаге Шпицберген (а) и расположение исследуемых ледников (б)

Fig. 1. The study area in Spitsbergen archipelago (a), and the location of glaciers (b)

Таблица 1

Характеристики исследуемых ледников залива Гренфьорд (по состоянию на 2017 г.)

Название ледника	Экспозиция ледника	Площадь ледника 2017 г., км ²	Высотный диапазон ледника, м	Максимальная длина ледника, км	Сокращение площади ледника с 1937 по 2017 г., %
Западный Гренфьорд	ССВ	16,6±0,4	70–720	6,3	33,1
Восточный Гренфьорд	С	6,7±0,2	140–500	6,0	44,3
Альдегонда	СВ	5,4±0,2	200–450	3,2	50,5

Таблица 2

Площади высотных зон (на 2017 г.) и максимальное количество абляционных рек на ледниках Западный Гренфьорд, Восточный Гренфьорд и Альдегонда

Высотная зона, м	Западный Гренфьорд	Восточный Гренфьорд	Альдегонда
	Площадь высотной зоны, км ² / количество рек, шт.		
50–150	1,53/1	1,07/1	—
150–250	2,75/2	1,69/5	1,13/5
250–350	4,92/1	2,35/4	3,69/5
350–450	4,43/1	1,60/3	0,56/3
450–550	2,75/1	0,01/0	0,03/1
550–600	0,29/1	—	—

Определенные трудности при оценке величин абляции в верхних зонах ледников, особенно на леднике Западный Грэнфьорд, возникли из-за наличия здесь многочисленных трещин, порою препятствующих безопасному подходу к рейкам и прямым измерениям в летнее время. В связи с этим ограниченный по высоте ряд наблюдений 2017 г. на леднике Западный Грэнфьорд был дополнен расчетом летнего таяния в верхней зоне (350–450 м). Расчет проводился по формуле Ходакова–Кренке со степенным показателем 3,25 [6]. Для него были приняты следующие значения: средняя летняя температура воздуха равна 5,0 °С, температурный скачок у края ледника равен 1,0 °С, высотный градиент температуры равен 0,7 °С на каждые 100 м подъема, разница среднесуточных температур воздуха в Баренцбурге и на западном берегу около ледника составляет 2,2 °С.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Значения летней абляции получены на основе разности в измерениях длины абляционных рек над ледниковой поверхностью в начале сезона таяния и по окончании летнего периода [12, 13, 14]. Усредненные по высотным зонам значения летней абляции для каждого года в период 2016–2018 гг. показаны в табл. 3. Для каждой высотной зоны даны средние значения абляции по количеству рек, установленных в зоне. При пересчете слоя стаявшего льда в водный эквивалент его плотность принята равной 0,88 г/см³, так как ледниковый лед имеет некоторое количество воздушных включений и его плотность несколько меньше плотности чистого льда 0,92 г/см³.

Таблица 3

Значения летней абляции на различных высотных уровнях ледников Западный Грэнфьорд, Восточный Грэнфьорд и Альдегонда в 2016, 2017 и 2018 гг.

Название ледника	Год	Средние значения абляции льда в период таяния по высотным зонам в 2016/ 2017/ 2018 гг., мм в.э.					Средняя абляция на леднике, мм в.э.
		50–150 м	150–250 м	250–350 м	350–450 м	выше 450 м	
Западный Грэнфьорд	2016	2814	1878	1223	827	871	1256
	2017	3054	2548	2200	1050	—	1613
	2018	3221	2576	1782	440	—	1287
Восточный Грэнфьорд	2016	2468	1899	1052	642	—	1391
	2017	2334	1934	1364	939	—	1559
	2018	2517	1690	1484	1014	—	1586
Альдегонда	2016	—	2772	1961	1211	1179	2048
	2017	—	2558	1888	1258	1285	1959
	2018	—	2401	1776	1126	994	1835

Сравнение значений абляции и зависимостей среднегодовых потерь льда от высоты по данным измерений у абляционных рек показывает, что убыль льда во всех общих высотных зонах ледников в 2016–2018 гг. была максимальной на леднике Альдегонда и среднегодовые величины потери льда на леднике Альдегонда превышали абляцию на соседних ледниках на 250–790 мм в.э. (см. табл. 3, рис. 2). Вероятно, это связано с тем, что ледник Альдегонда является наименьшим по площади из рассматриваемых ледников и единственный имеет северо-восточную экспозицию по всей своей длине. Параметры абляции на двух других ледниках были более схожими (разница среднегодовых значений варьирует в пределах 55–300 мм в.э.), хотя в большинстве зон эти величины были выше на леднике Западный Грэнфьорд,

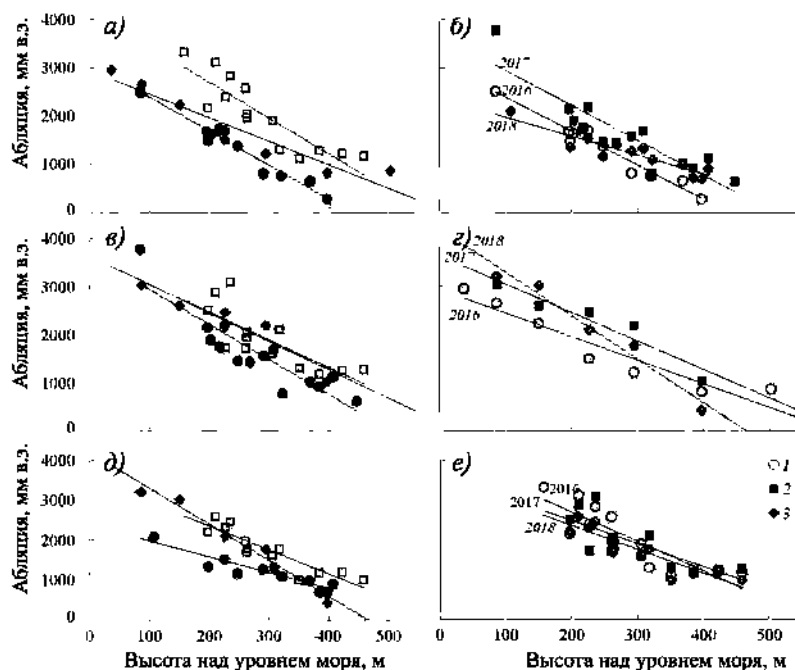


Рис. 2. Значения абляции по результатам измерений абляционных реек по годам: в 2016 г. (а), 2017 г. (б), 2018 г. (в) на ледниках Восточный Грөнфьорд (1), Западный Грөнфьорд (2), Альдегонда (3) и на ледниках Восточный Грөнфьорд (б), Западный Грөнфьорд (з), Альдегонда (е) в 2016 г. (1), 2017 г. (2), 2018 г. (3)

Fig. 2. Ablation measured with ablation stakes by years: in 2016 (a), 2017 (б), 2018 (в) on Austre Grøn fjordbreen (1), Vestre Grøn fjordbreen (2), Aldegondabreen (3) and on Austre Grøn fjordbreen (б), Vestre Grøn fjordbreen (з), Aldegondabreen (е) in 2016 (1), 2017 (2), 2018 (3)

и лишь в интервале высот 350–540 м отмечается резкое уменьшение разницы величин абляции на двух ледниках. Первой из причин подобных различий может служить то, что ледник Восточный Грөнфьорд по всей длине имеет северную экспозицию, тогда как экспозиция нижней части ледника Западный Грөнфьорд ближе к северо-восточной, а значительной доли его верхней части — к северной. Кроме того, нижняя и средняя части ледника Восточный Грөнфьорд довольно узкие и обрамлены с востока высокой, затеняющей поверхность ледника скальной грядой, что также может ухудшать здесь условия инсоляции в летнее время.

Межгодовые различия средней абляции на каждом из ледников оказались сравнительно небольшими, в пределах 30–350 мм в.э., однако в высотных зонах вариации часто превышали 400 мм в.э. (см. табл. 3, рис. 2). Минимальный разброс значений отмечен для высотных зон ледника Альдегонда (в пределах 130–370 мм в.э.); для высотных зон на леднике Восточный Грөнфьорд разброс значений был немного выше (200–450 мм в.э.); максимальный разброс значений зарегистрирован на леднике Западный Грөнфьорд: от 400–600 мм в.э. (в большинстве высотных зон) до 1000 мм в.э. на высотах 250–350 м. Если принять схожесть летних метеорологических условий в районе, то объяснение межгодовых различий таяния в высотных зонах ледников следует искать в экспозиции, размерах, рельефе поверхности, скальном обрамлении.

Как упоминалось, ледник Альдегонда отличается от двух других меньшими размерами и, в дополнение, характеризуется одинаковой экспозицией, уклоном своей поверхности, т.е. весьма однородными условиями инсоляции на большей части своей площади, не затененной из-за окружающих хребтов. Небольшая по площади, узкая в нижней части с расширением к верхней части, испытывающая большее влияние скального обрамления поверхность ледника Восточный Грёнфьорд, безусловно, характеризуется более значительными вариациями условий инсоляции и температур. Ледник Западный Грёнфьорд больше и шире двух других ледников (особенно выше 350–400 м). Он отличается сменой экспозиции нижней и верхней частей, незначительной затененностью, сложной линией уклона, обширной зоной потенциального положительного баланса массы на высотах более 500 м (см. табл. 1, рис. 1). Такие отличия, вероятно, обуславливают преобладающее влияние распределения инсоляции по поверхности ледника на изменчивость абляции в его высотных зонах: в пределах высот 150–350 м ее значения обычно превышают показатели ледника Восточный Грёнфьорд, а иногда и ледника Альдегонда. Выше, особенно в зоне потенциальной годовой аккумуляции, значения абляции становятся ниже, чем на леднике Восточный Грёнфьорд.

Рассматривая параметры и факторы изменчивости абляции, нельзя не отметить, что максимальные величины средней (удельной) абляции наблюдались на леднике Альдегонда в 2016 г., на леднике Западный Грёнфьорд в 2017 г., на Восточном Грёнфьорде в 2017 и 2018 гг. (см. табл. 3). Как видно из рис. 3, среднесуточные температуры воздуха в рассматриваемом районе были наиболее высокими в 2016 г. (среднее значение за три летних месяца составило 5,8 °C); в 2017 и 2018 гг. ход и амплитуды колебаний температуры воздуха были более низкими (средние значения 5,38 °C и 4,54 °C соответственно). Приходящая солнечная радиация характеризу-

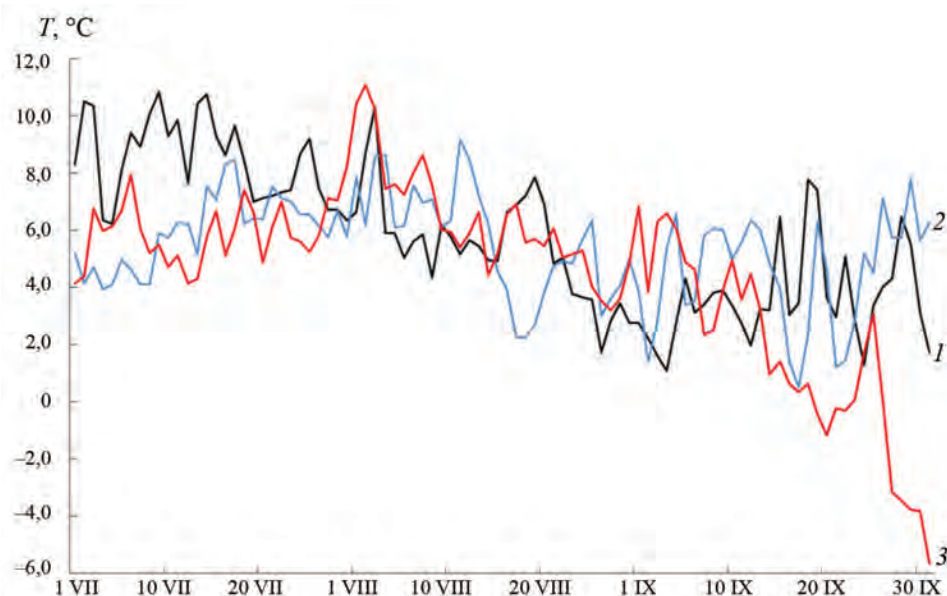


Рис. 3. Среднесуточные температуры воздуха в 2016 (1), 2017 (2), 2018 (3) гг. по данным метеостанции ГМО п. Баренцбург [15]

Fig. 3. Daily average air temperatures in 2016 (1), 2017 (2), 2018 (3), weather station Barentsburg [15]

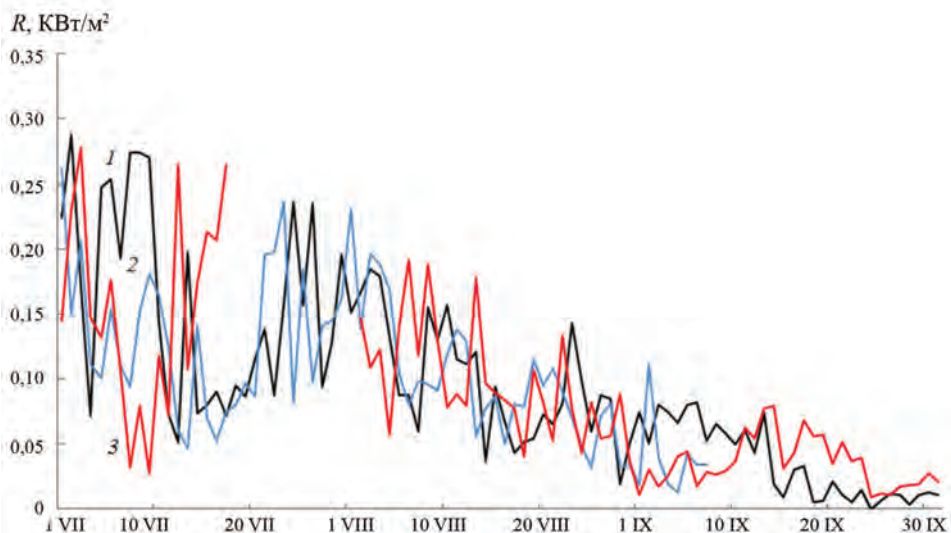


Рис. 4. Среднесуточные значения радиации в 2016 (1), 2017 (2), 2018 (3) гг., по данным АМС на леднике Альдегонда

Fig. 4. Daily average incoming radiation in 2016 (1), 2017 (2), 2018 (3), data from AWS on Aldegondabreen

лась в целом наиболее продолжительными высокими значениями также в 2016 г., но при этом 2017 г. был отмечен повышенными значениями солнечной радиации в августе (рис. 4). Суммарные значения выпавших в сезон абляции в рассматриваемом районе осадков отличались мало, составив 111,6 мм в 2016 г., 89,0 мм в 2017 г. и 110,6 мм в 2018 г. по данным метеостанции ГМО пос. Баренцбург [15]; следует отметить, что выпадение осадков в сентябре ежегодно было большим, чем в летние месяцы, и обеспечивало дополнительное таяние на ледниках.

Приведенные метеорологические характеристики не могут полностью объяснить межгодовой разницы в максимумах средней абляции на соседних ледниках, что свидетельствует о влиянии дополнительных, локальных факторов. Самой простой реакцией на межгодовые вариации метеорологических условий отличается небольшой, низко расположенный, имеющий северо-восточную экспозицию ледник Альдегонда — максимум таяния на нем отмечен в год наиболее высоких температур и повышенных значений солнечной радиации, причем дополнительный вклад в суммарную величину абляции внесло повышенное таяние в 2016 г. в пределах высот 150–350 м (см. табл. 3). Поверхность двух других ледников простирается выше, приближаясь к области потенциального накопления, что уменьшает влияние температуры воздуха и, соответственно, повышает вклад солнечной радиации в суммарное годовое таяние. Косвенным подтверждением роли солнечной радиации может служить то, что максимальные величины средней абляции на обоих ледниках были достигнуты в 2017 г. (для ледника Восточный Грэнфьорд также в 2018 г.), т.е. когда температуры воздуха были ниже, а августовские значения солнечной радиации были выше показателей 2016 г. Кроме того, наибольший вклад в повышение значений средней абляции на леднике Западный Грэнфьорд в 2017 г. и на леднике Восточный Грэнфьорд в 2017, 2018 гг. внесло таяние поверхностей, располо-

женных в интервале 250–450 м (см. табл. 3), где влияние температурного градиента в целом меньше, чем в пределах высотного интервала 150–350 м.

Сравнения метеоданных показали, что для оценки летнего таяния ледников необходимо учитывать их высотное и пространственное положение. Несмотря на то, что летние температуры воздуха и осадки могут быть сравнимы по величине на близкорасположенных ледниках, а их высотный диапазон подобен, различие в экспозиции ледников и теневой эффект от скального обрамления приводят к локальной изменчивости абляции на ледниках, что в конечном счете определяет их баланс массы. В дальнейшем для модельных расчетов необходимо получить значения солнечной радиации на исследуемых ледниках на различных высотных уровнях.

ВЫВОДЫ

Измерения абляции на ледниках Альдегонда, Западный и Восточный Грёнфьорд в 2016–2018 гг. показали, что наряду с общим фактом ежегодной убыли их массы, динамика и величины потерь льда различаются на них как в пределах одинаковых высотных зон в течение одного года, так и в межгодовом масштабе. Принимая схожесть основных условий абляции (температура воздуха, количество осадков), различия в таянии обусловлены рядом дополнительных факторов: экспозицией, размерами, высотным диапазоном, уклоном поверхности и характером скального обрамления ледников, что суммарно сказывается на распределении солнечной радиации.

Максимальные величины абляции показал наименьший по площади и имеющий северо-восточную экспозицию ледник Альдегонда, ее среднее значение за три года составило 1947 мм в.э. Ледники Восточный и Западный Грёнфьорд имели средние значения абляции в 2016–2018 гг. 1512 и 1385 мм в.э. соответственно. Самый крупный из рассматриваемых ледников (Западный Грёнфьорд) имеет наименьшие значения средней абляции еще и потому, что лежит выше соседних ледников, получая дополнительное выхолаживание воздуха над своей поверхностью. Вариации межгодовых значений средней абляции по одинаковым высотным зонам ледников были даже разнообразнее: минимальный разброс значений отмечен для ледника Альдегонда (130–370 мм в.э.); на леднике Восточный Грёнфьорд разброс значений составил 200–450 мм в.э.; на леднике Западный Грёнфьорд разброс значений составил от 400–600 мм в.э. (в большинстве высотных зон) до 1000 мм в.э. на высотах 250–350 м. Влияние дополнительных факторов отразилось и в том, что максимальные величины средней абляции наблюдались на леднике Альдегонда в 2016 г., на леднике Западный Грёнфьорд в 2017 г., на Восточном Грёнфьорде в 2017 и 2018 гг.

Таким образом, перечисленные дополнительные факторы обеспечивают заметные различия параметров летнего таяния и баланса массы соседних ледников, что, безусловно, необходимо учитывать при модельных расчетах. Полученные результаты указывают на необходимость изучения распределения солнечной радиации на исследуемых ледниках на различных высотных уровнях, при разных локальных условиях освещенности поверхности.

Благодарности. Гляциологические исследования на ледниках Альдегонда и Западный Грёнфьорд были выполнены в рамках работ по программе Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «АНИИ» и темы 1.5.3.7 ЦНТП Росгидромета. На леднике Восточный Грёнфьорд исследования проводились в рамках Шпицбергенской экспедиции Института географии РАН. Ка-

меральные работы по расчету удельной абляции выполнены при поддержке гранта РФФИ Арктика № 18-05-60067.

Acknowledgments. Glaciological studies on the Aldegondabreen and Vestre Grøn fjordbreen were carried out as a part of the program of the Russian Arctic Expedition on the Spitsbergen Archipelago (RAE-S), FSBI AARI, and theme 1.5.3.7 of the Roshydromet program. The work on the ablation estimations was supported by the grant of the RFBR Arctic No. 18-05-60067.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Изд-во Российской академии наук, 1997. 392 с.
2. 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. L18502. doi:10.1029/2007GL030681.
3. Hagen J.O., Liestol O. Long term glacier mass balance investigations in Svalbard 1950–1988 // *Annals of Glaciology*. 1990. № 14. P. 102–106.
4. 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.
5. 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. V. 7. P. 1603–1621.
6. Гляциология Шпицбергена / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. 199 с.
7. Оледенение Шпицбергена. М.: Наука, 1975. 276 с.
8. Гуськов А.С., Троицкий Л.С. Водно-ледовый баланс ледников Шпицбергена в 1980/81 и 1981/82 балансовых годах // *Материалы гляциол. исслед.* 1984. №. 51. С. 247–250.
9. Чернов Р.А., Кудинов А.В., Вишвецова Т.В., Осокин Н.И. Оценка поверхностной абляции и баланса массы ледника Восточный Грөнфьорд (Западный Шпицберген) // *Лед и снег*. 2019. Т. 59. № 1. С. 59–66.
10. Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю. Реакция ледников Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) на изменение климата // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 1 (91). С. 67–77.
11. Картографические материалы Норвежского полярного института. URL: <https://toposvalbard.polar.no/> (дата обращения 20.04.2019).
12. Научно-технический отчет об экспедиции ФБГУ «ААНИИ» «Шпицберген-2016, третий этап»: 27.06 – 30.09.2016. СПб.: ААНИИ, 2016. 53 с. Фондовый номер: О-4006.
13. Научно-технический отчет о работах зимовочного состава РАЭ-Ш ФБГУ «ААНИИ» в 2017 году: 01.12.2016 – 01.12.2017]. СПб.: ААНИИ, 2018. 56 с. Фондовый номер: О-4039.
14. Отчет о работах зимовочного состава Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) в 2018 году: 01.01.2018 – 31.12.2018. СПб.: ААНИИ, 2019. 70 с. Фондовый номер: О-4071.
15. Метеорологические данные: Электронный ресурс. URL: <https://pr5.ru/> (дата обращения 20.04.2019).

REFERENCES

1. *Atlas snezhno-ledovykh resursov mira*. Atlas of snow and ice resources of the World. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Institute of Geography RAS, 1997: 392 p. [In Russian].

2. 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: L18502. doi:10.1029/2007GL030681.
3. Hagen J.O., Liestol O. Long term glacier mass balance investigations in Svalbard 1950–1988. *Annals of Glaciology*. 1990, 14: 102–106.
4. Chernov R. A., Murav'ev A. Ia. Contemporary changes in the area of glaciers in the western part of the Nordenskjöld Land (Spitsbergen). *Led i sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (4): 462–472. [In Russian].
5. Nuth C., Kohler J., König M., von Deschwenden 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.
6. *Glyatsiologiya Shpitsbergena*. Glaciology of Spitsbergen. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Nauka, 1985: 199 p. [In Russian].
7. *Oledenenie Shpitsbergena*. The glaciation of Spitsbergen. Moscow: Nauka, 1975: 275 p. [In Russian].
8. Guskov A.S., Troitsky L.S. Ice-water balance of the Spitsbergen glaciers in the balance years 1980/81 and 1981/82. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1984, 51: 247–250. [In Russian].
9. Chernov R.A., Kudikov A.V., Vshivtseva T.V., Osokin N.I. Evaluation of surface ablation and mass balance of the East Grenfjord glacier (West Spitsbergen). *Led i sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 59–66. [In Russian].
10. Mavludov B.R., Savatugin L.M., Solovyanova I.Yu. Reaction of Nordenskiöld land glaciers, Spitsbergen, on climate change. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2012, 1 (91): 67–77. [In Russian].
11. Map materials of the Norwegian Polar Institute. Available at: <https://toposvalbard.npolar.no/>. (accessed 20.04.2019).
12. Scientific and technical report of the expedition of FSBI “AARI” “Spitsbergen-2016, third stage”: 27.06 – 09.30.2016. St. Petersburg: AARI funds, O-4006, 2016: 53 p. [In Russian].
13. Scientific and technical report of the work of the wintering team of the RAE-S FSBI “AARI” in 2017: 01.12.2016 – 01.12.2017. St. Petersburg: AARI funds, O-4039, 2017: 56 p. [In Russian].
14. Report of the work of the wintering team of the Russian scientific Arctic expedition on the Spitsbergen (RAE-S) in 2018: 01.01.2018 - 12.31.2018. St. Petersburg: AARI funds, O-4071, 2019: 70 p. [In Russian].
15. Meteorological data. Available at: URL: <https://pr5.ru/> (accessed 20.04.2019).

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

УДК 550.4 (477)

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-449-461

ГАББРОИДЫ ОСТРОВА ПИТЕРМАН (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИДА): ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОХИМИИ

Г.В. АРТЕМЕНКО¹*, В.И. ГАНОЦКИЙ²

¹ — Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, г. Киев, Украина

² — Национальный технический университет «Днепровская политехника», г. Днепр, Украина

*regulgeo@gmail.com

GABBROIDES OF PETERMAN ISLAND (WEST ANTARCTICA). FIRST INFORMATION ON GEOCHEMISTRY

G.V. ARTEMENKO¹*, V.I. GANOTSKIY²

¹ — Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, Kiev, Ukraine

² — National Technical University "Dneprovskaya Polytechnica", Dnipro, Ukraine

*regulgeo@gmail.com

Received August, 30, 2019

Accepted October, 15, 2019

Keywords: amphibolization, Andean complex, Antarctic Peninsula, contamination, gabbro, Peterman Island, REE, thin-layered gabbro.

Summary

Peterman Island is located in the archipelago of the Wilhelm Islands on the west coast of the Antarctic Peninsula (Graham Land). It is composed of gabbroids and granitoids of the Andean complex, which formed almost 100 million years later than the volcanic group of the Antarctic Peninsula. To clarify their genesis and geodynamic conditions of formation, gabbroids of the Andean complex are of particular interest, since the petrological models of their formation are well developed. Gabbroid intrusions comprise small bodies that are widespread along the Antarctic Peninsula. Among them stand out olivine gabbros, normal gabbros, norites and hornblende gabbros. Also are found small bodies of melanogabbro-pegmatites and intramagmatic dykes, that are associated with the manifestations of ore mineralization of magnetite, ilmenite and sulfides. For this reason, they are of interest for both the minerals search and for solving the question of their genesis. To this end, we performed geochemical studies of Peterman Island gabbroids. Gabbroids of Peterman Island are represented by amphibolized medium-grained gabbro with hypidiomorphic texture. Among them, xenoliths of thinly stratified

Citation: Artemenko G.V., Ganotskiy V.I. Gabbroides of Peterman island (West Antarctica): first information on geochemistry. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65 (4): 449–461. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-449-461.

gabbroids 3×8 m in size were found, which are characteristic of stratified intrusions, for example, Stillwater, Bushveld, etc. Gabbroids of Peterman Island have low content of silica and potassium and according to the petrochemical characteristics correspond to peridotite gabbro. They have low contents of Cr, Ni, V and high strength lithophilic Y and Nb elements. Gabbroids have been crystallized from basic magma, differentiated in the intermediate crustal magma chambers. Positive anomalies of Sr, Eu, and Ti in the multielement diagrams and positive anomalies of europium Eu/Eu^* suggest the accumulation of plagioclase and apparently, ilmenite in the magmatic chamber. The primary magma source for gabbroids was probably the primitive mantle (PM). Gabbroids are contaminated with crustal matter. This contamination is probably due to their regressive metamorphism, caused by the introduction of later intrusions of Andean complex granitoid. Finely layered xenolithic gabbroids do not differ from other homogeneous gabbros of Peterman Island in terms of chemical composition. This xenolith most likely represents a part (fragment) of the wall of the magma chamber in which the differentiation of the initial main magma took place. According to the obtained geochemical data, a wide range of compositions of the Andean complex gabbroids formed as a result of crystallization differentiation of magma melted from rocks of the composition of the primitive mantle (PM) in crustal magma chambers, which also resulted in the accumulation of ore elements — V, Co, and Cu in the residual magmatic melts.

Поступила 30 августа 2019 г.

Принята к печати 15 октября 2019 г.

Ключевые слова: амфиболизация, андийский комплекс, Антарктический полуостров, габбро, контаминация, остров Питерман, РЗЭ, расслоенность.

В статье представлены результаты геохимических исследований габброидов о. Питерман (Аргентинские острова). С интрузиями габброидов андийского комплекса связаны мелано-габбро-пегматиты и позднемагматические дайки с проявлениями минерализации магнетита, ильменита, сульфидов и повышенные концентрации V, Co и Cu, что представляет интерес как для поисков полезных ископаемых, так и для решения вопроса об их генезисе. Согласно полученным данным, широкий спектр составов габброидов андийского комплекса образовался в результате кристаллизационной дифференциации магмы, выплавленной из пород состава примитивной мантии в коровых магматических камерах, в результате которой осуществлялось и накопление V, Co и Cu в остаточных магматических расплавах.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Питерман находится в архипелаге островов Вильгельма у западного побережья Антарктического полуострова (Земля Грээма) (рис. 1). Он, как и другие острова, которые протягиваются вдоль западного побережья Антарктического полуострова, сложен преимущественно интрузивными породами андийского комплекса, а Антарктический полуостров — породами вулканической группы Антарктического полуострова (АП) [1–4]. Породы вулканической группы АП представлены лавами и туфогенными образованиями основного, среднего и кислого составов. Они прорываются габброидами и гранитоидами андийского комплекса. Породы вулканической группы АП формировались в интервале 188–153 млн лет [5]. U-Pb возраст (классический метод) по циркону кварцевых диоритов $84,8 \pm 0,5$ Ма и $85,2 \pm 0,7$ Ма (мыс Туксен); гранодиоритов андийского комплекса $84,5 \pm 0,9$ Ма (в 1,0 км южнее от мыса Туксен) [6]. По результатам датирования ион-ионным методом (SHRIMP), U-Pb изотопный возраст циркона из габбро мыса Туксен составляет $88 \pm 1,11$ млн лет [7].

Согласно геохронологическим данным, габбро-гранитоидные интрузии андийского комплекса образовались почти на 100 млн лет позже вулканической группы АП, и, таким образом, они относятся к разным тектоно-магматическим этапам формирования магматической дуги Антарктического полуострова. Для выяснения их

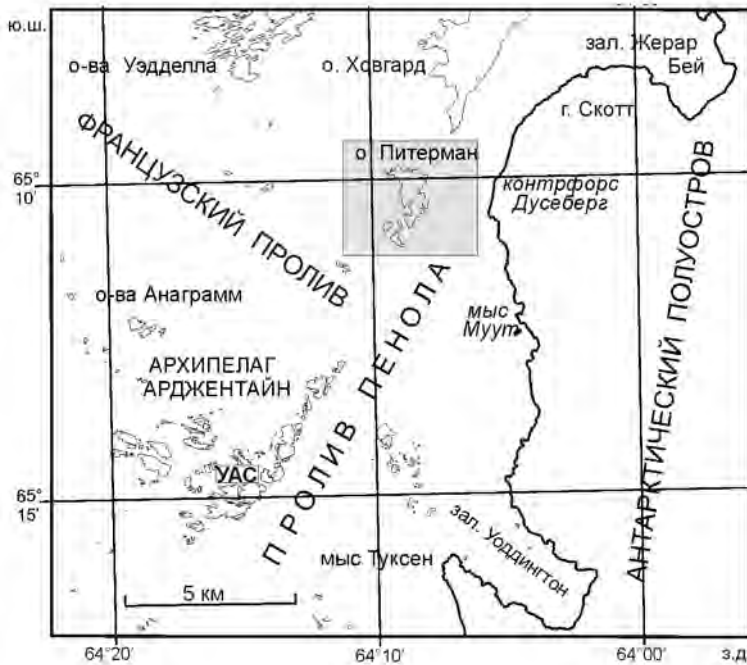


Рис. 1. Схематическая карта островов архипелагов Вильгельма, Арджентайн и прилегающей части Антарктического полуострова. УАС — Украинская антарктическая станция «Академик Вернадский»

Fig. 1. Schematic map of the islands of archipelago Wilhelm, Ardjentain and the adjacent part of the Antarctic Peninsula. UAS — Ukrainian Antarctic station “Akademik Vernadsky”

генезиса особый интерес представляют габброиды андийского комплекса, так как петрологические модели их формирования хорошо разработаны. Интрузии габброидов слагают небольшие по размерам тела, которые широко распространены вдоль Антарктического полуострова. Среди них выделяются оливиновые габбро, нормальные габбро, нориты и роговообманковые габбро. Встречены также небольшие тела меланогаббро-пегматитов и интрамагматические дайки. С ними связаны проявления рудной минерализации магнетита, ильменита и сульфидов [8].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Силикатные анализы пород выполнены методом мокрой химии в Институте геохимии, минералогии и рудообразования Национальной академии наук Украины (ИГМР НАН Украины). Содержания редких и рассеянных элементов определялись методами атомной эмиссии с индуктивно связанной плазмой (АЭС-ИСП) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (МС-ИСП). Разложение образцов проводили кислотным разложением в открытой системе и в автоклавах с резистивным нагревом по методикам, описанным в [9]. Правильность анализа подтверждена результатами определения состава международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Относительная погрешность определения элементов находилась в пределах от 5 до 10 %.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты полевых геолого-структурных наблюдений

Остров Питерман, размером $1,8 \times 1,2$ км, сложен интрузивными породами андийского комплекса (рис. 2). Габброиды выделяются в северной части о. Питерман, а остальная, преобладающая часть острова, сложена гранитоидами. В северо-западной части о. Питерман на склоне в сторону бухты ($65^{\circ} 09,881'$ ю.ш., $64^{\circ} 09,099'$ з.д.) среди амфиболизированных габбро (уралитовое габбро) андийского комплекса выявлен ксенолит тонкорасслоенных габброидов шириной около 3,0 м и длиной до 8 м. Контакт между ними резкий (рис. 3а). Вмещающие амфиболизированные габбро срезают полосчатость на их простирации. Зона закалки между тонкорасслоенными и вмещающими габбро отсутствует. В тонкорасслоенных габбро наблюдается чередование темных и светло-серых полос шириной около 3 см (рис. 3б). Контакты между слоями постепенные. Расстояние между серединами смежных темных слоев составляет около 5 см. Остаток тонкополосчатых габброидов и вмещающие амфиболизированные

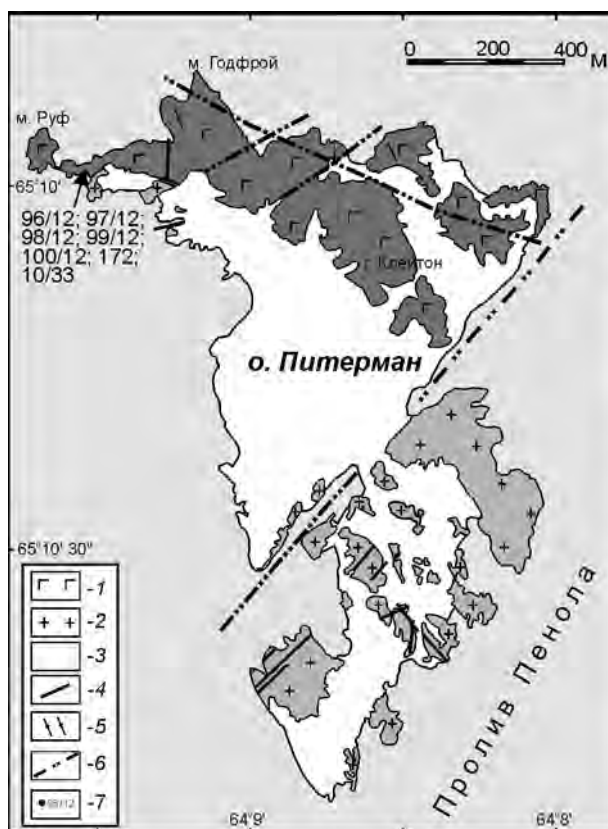


Рис. 2. Схематическая геологическая карта о. Питерман [10]: 1 — габброиды; 2 — гранитоиды; 3 — снеговой и ледяной покров; 4 — дайки базитов; 5 — элементы залегания слоистости габброидов; 6 — тектонические нарушения; 7 — точки отбора проб

Fig. 2. Schematic geological map of Petermann island and the adjacent part of the Antarctic Peninsula [10]: 1 — gabbroids; 2 — granitoids; 3 — snow and ice cover; 4 — basite dykes; 5 — elements of occurrence of gabbroid; 6 — faults; 7 — sampling points

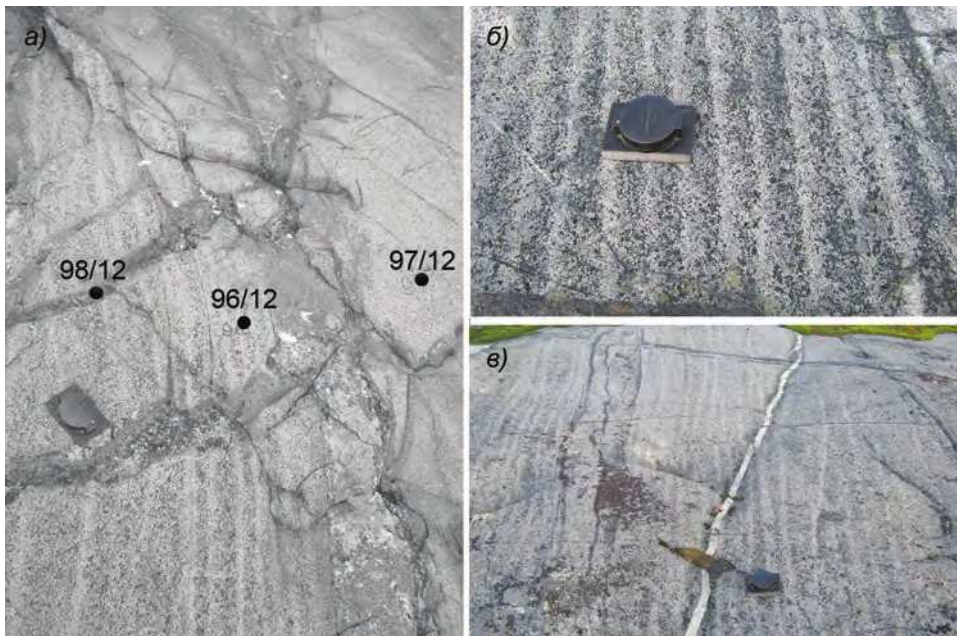


Рис. 3. Ксенолит тонкорасслоенных габбро на о. Питерман: а) — геологические соотношения ксенолита тонкорасслоенных габбро (обр. 96/12), вмещающих амфиболизированных габбро (обр. 97/12) и жильных тел габбронорита амфиболизированного с порфировидной структурой (обр. 98/12); б) — тонкорасслоенные габбро; в) — геологические соотношения габброидов и жилы гранодиоритов

Fig. 3. The xenolith of thin-layered gabbro on Peterman Island: а) — geological relationships of xenolithic thin-layered gabbro (smp. 96/12) containing amphibolized gabbro (smp. 97/12) and vein bodies of gabbro-norite amphibolized with a porphyry structure (smp. 98/12); б) — thin-layered gabbro; в) — geological relationships of gabbroids and veins of granodiorites

габбро прорываются жильными телами габбронорита амфиболизированного (3а). Указанный комплекс габброидов прорывается жилой гранодиоритов (рис. 3с).

Подобное строение имеет дюймовая полосчатость, описанная Хессом в массиве Стиллуотер [11], однако выявленная нами расслоенность габброидов отличается большей шириной темных и светлых полос и большими расстояниями между ними.

Краткое петрографическое описание пород обнажения тонкорасслоенных габброидов

Темные полосы тонкорасслоенных габбро (ширина до 3 см) сложены габбро амфиболизированным (шл. 96/12-1). Мин. состав: плагиоклаз — 55 %; амфибол — 45 %; шпинель — 2–3 %; рудный минерал — 1 %. Структура породы гипидиоморфнозернистая, среднезернистая с размером зерен минералов 0,8–2,5 мм. Текстура полосчатая. Плагиоклаз образует кристаллы гипидиоморфной, реже таблитчатой изометрической формы, величиной 0,8–2,5 мм. По углу симметричного погасания двойников определен как лабрадор № 55. Кристаллы плагиоклаза участками пересекаются микропрожилками уралита толщиной 0,03–0,08 мм. Амфибол представлен вторичной роговой обманкой типа уралита, образующей псевдоморфозы выполнения по первичным пироксенам.

Рудный минерал наблюдается в виде зерен неправильной формы размером 0,08–0,4 мм. Шпинель (герцинит) образует сростки микрозерен. Размер сростков 0,025–0,3 мм, форма их неправильная (ветвистая). Она находится в виде включений в уралите. Рудный минерал наблюдается в виде зерен неправильной формы размером 0,08–0,4 мм.

Светлые полосы тонкорасслоенных габбро (ширина до 2 см) сложены лейкогаббро амфиболизированным (шл. 96/12-2). Мин. состав: плагиоклаз (лабрадор) — 80–85 %; амфибол — 10–15 %; биотит — 1 %; рудный минерал — 1–2 %. Структура породы панидиоморфнозернистая, среднезернистая (0,6–1,2 мм). В породе преобладают зерна плагиоклаза таблитчатой изометрической формы. Текстура полосчатая. Плагиоклаз образует преимущественно таблитчатые изометрические, реже гипидиоморфнозернистые кристаллы величиной 0,5–1,2 мм, удвоенные. Включает редкие иглы уралита, а также местами рассекается микропрожилками уралита толщиной 0,03–0,05 мм. Амфибол представлен уралитовой светло-зеленой в шлифе роговой обманкой. Форма кристаллов уралита призматическая (столбчатая) или игольчатая в составе волокнистых агрегатов. Уралитовая роговая обманка образует псевдоморфозы выполнения по первичным темноцветным минералам габбро, вероятно пироксенам. Биотит встречается в виде оторочек вокруг зерен рудного минерала. Рудный минерал образует зерна неправильной формы величиной до 0,6 мм.

Темные и светлые полосы тонкорасслоенных габбро отличаются только количеством темноцветных минералов. Согласно Е.В. Шаркову [12], наблюдаемая расслоенность аналогична первично-магматической расслоенности, встречающейся в мелких телах базитов, которая образуется еще на стадии течения расплава до его кристаллизации [12, 13].

Вмещающие для останца тонкорасслоенных габбро являются амфиболизированные габбро (уралитовое габбро) (шл. 97/12). Мин. состав: плагиоклаз — 55–60 %; уралитовая роговая обманка — 30–35 %; биотит — 3 %; рудный минерал — 3–5 %, апатит — 1 %. Структура породы гипидиоморфнозернистая, среднезернистая (0,5–2,0 мм). Текстура массивная. Плагиоклаз образует преимущественно гипидиоморфные удлиненные кристаллы величиной от 0,5 до 2,0 мм. Уралит образует столбчатые и игольчатые (в составе волокнистых агрегатов), которые слагают псевдоморфозы выполнения по первичному пироксену и, вероятно, другим минералам габбро. Биотит обычно находится в ассоциации с рудным минералом. Он, как и уралит, — вторичный. Рудный минерал образует зерна неправильной формы размером 0,1–1,2 мм нередко пойкилитовой структуры. Он содержит включения биотита, плагиоклаза, уралита. Апатит встречается в виде зерен овальной или удлиненно-овальной формы величиной 0,2–0,6 мм.

Секущие жильные тела габбронорита амфиболизированного рудного с порфировидной структурой (шл. 98/12). Мин. состав: плагиоклаз — 35–40 %; пироксены (моноклинный и ромбический) — 10 %; амфибол — 35 %; рудный минерал до 15 %; биотит — 2 %; апатит — доли процента. Структура породы гипидиоморфнозернистая, среднезернистая, порфировидная. Вкрапленники представлены амфиболом (15 %) размером до 1,5×3,0 см. Плагиоклаз образует гипидиоморфные удлиненные кристаллы размером 0,3–1,5 мм. Пироксены моноклинный и ромбический сохранились в виде реликтовых включений в амфиболовой (уралитовой) массе. Амфибол представлен вторичной уралитовой роговой обманкой, образующей псевдоморфозы выполнения по первичным цветным минералам габбро. Рудный минерал образует зерна неправильной формы величиной 0,1–0,8 мм. Местами встречается в виде чер-

вевидных гистерогенных выделений в амфиболовой массе с образованием симплектитовой структуры. Биотит часто образует оторочки вокруг зерен рудного минерала. Апатит встречается в виде единичных зерен размером до 1,0 мм.

Все изученные габбро и габбронориты в разной степени амфиболизированы нередко до полного замещения пироксенов уралитовой роговой обманкой. Плагноклаз при нескольких определениях оказался лабрадором № 55–57. В одном случае – андезином № 45–50.

Результаты петрохимических и геохимических исследований

Темная полоса тонкорасслоенных габбро (обр. 96/12), вмещающие их амфиболизированные габбро (обр. 97/12) и жильное тела габбронорита амфиболизированного с порфиroidной структурой (обр. 98/12) характеризуются низким содержанием SiO_2 (42,04–44,86 %) и K_2O (0,06–0,2 %) (табл. 1). На диаграмме TAS их фигуративные точки находятся в поле перидотитовых габбро (рис. 4). По отношению ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 7,5\text{--}16$) они соответствуют натриевой петрохимической серии. На диаграмме AFM их фигуративные точки попадают в поле толеитовой серии (рис. 5). Темная полоса тонкорасслоенных габбро (обр. 96/12) и вмещающие их однородные габбро (обр. 97/12) имеют коэффициент железистости $\text{Kф} = 57,90\text{--}58,8\%$ ($\text{Kф} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$). У них очень близкий химический состав (табл. 1, 2).

В габбро темной полосы тонкополосчатого габбро (обр. 96/12) невысокие содержания Cr (62,2 ppm), Ni (38,1 ppm) V (283 ppm) и высокозарядных литофильных элементов — Y (4,2 ppm), Nb (1,6 ppm) (табл. 2). График редкоземельных элементов (РЗЭ) слабо дифференцированный — $\text{La/YbN} = 7,53$, при $\text{YbN} = 0,6$ (рис. 6). Выделяется положительная европиевая аномалия $\text{Eu/Eu}^* = 1,59$.

Таблица 1

Силикатные анализы габброидов о. Питерман, %

Окислы	1/ 96/12	2/ 97/12	3/ 98/12	4/ 99/12	5/ 172	6/ 100/12
SiO_2	43,54	44,86	44,82	42,80	42,80	42,04
TiO_2	1,51	1,71	1,73	2,38	2,38	2,28
Al_2O_3	23,10	21,20	17,85	20,40	20,40	21,45
Fe_2O_3	3,00	2,73	4,71	3,96	3,96	9,48
FeO	6,19	7,20	9,36	7,49	7,49	4,18
MnO	0,13	0,16	0,19	0,13	0,13	0,17
MgO	6,44	7,22	6,24	5,60	5,60	5,12
CaO	12,65	11,27	11,42	14,03	14,03	11,80
Na_2O	1,50	1,70	1,59	1,30	1,30	1,60
K_2O	0,20	0,10	0,20	0,10	0,10	0,10
$\text{S}_{\text{общ}}$	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
P_2O_5	0,15	0,16	0,24	0,12	0,12	0,13
H_2O	0,29	0,35	0,25	0,35	0,25	0,28
П.п.п.	0,95	1,00	0,97	1,00	0,97	0,87
Сумма	99,65	99,66	99,57	99,53	99,53	99,50
$\text{K}_{\text{ф}} (\%)$	58,80	57,90	69,27	67,16	67,16	72,74
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	7,5	17	7,95	13,00	13	16

Примечание. Обнажение тонкорасслоенных габбро: 1 — габбро амфиболизированное (обр. 96/12); 2 — габбро амфиболизированное (уралитовое габбро) (обр. 97/12); 3 — жила габбронорита амфиболизированного с порфиroidной структурой (обр. 98/12). Другие обнажения габброидов на о. Питерман: 4 — габбро амфиболизированное рудное (обр. 99/12); 5 — габбро амфиболизированное (обр. 172); 6 — габбро амфиболизированное рудное (обр. 100/12).

Содержания элементов в габброидах о. Питерман, ppm

Элементы	1/ 96/12	2/ 97/12	3/ 98/12	4/ 99/12	5/ 172	6/ 100/12
Li	9,4	5,8	5,2	4,6	11,4	6,7
Be	0,40	0,59	0,63	0,40	0,33	0,44
Sc	5,1	11,1	34,1	38,3	35,7	12,1
Rb	7,2	4,4	4,9	3,5	8,8	5,5
Sr	706	678	553	590	597	654
Ba	97,7	125	141	88,0	92,1	102
V	283	284	557	568	581	607
Cr	62,2	107	105	24,5	12,7	10,5
Co	38,0	41,3	45,9	36,8	36,6	49,7
Ni	38,1	34,0	32,1	22,8	10,6	27,8
Cu	12,1	13,4	19,8	16,5	47,3	13,9
Zn	71,7	79,8	108	85,0	93,7	101
Ga	20,3	20,3	20,6	20,9	20,9	21,4
As	0,61	0,88	< ПО	1,2	–	0,77
Y	4,2	5,87	18,2	8,57	8,6	5,6
Nb	1,6	1,5	2,3	2,3	1,2	1,7
Ta	0,21	0,33	1,0	0,61	0,11	0,20
Zr	12,2	10,0	18,6	14,7	20,8	13,9
Hf	0,43	0,44	0,84	0,66	0,75	0,53
U	0,21	0,19	0,20	0,13	0,13	0,10
Th	1,4	0,80	0,88	0,68	0,51	0,38
La	4,2	5,1	10,2	3,8	4,0	3,5
Ce	9,1	10,8	24,0	8,9	9,3	7,8
Pr	1,2	1,4	3,2	1,2	1,3	1,0
Nd	4,9	5,9	15,0	5,9	6,3	4,8
Sm	1,0	1,2	3,6	1,6	1,6	1,1
Eu	0,50	0,70	0,95	0,68	0,63	0,57
Gd	0,92	1,2	3,7	1,6	1,8	1,1
Tb	0,13	0,17	0,55	0,26	0,26	0,17
Dy	0,77	1,1	3,4	1,6	1,6	1,0
Ho	0,15	0,22	0,68	0,32	0,32	0,21
Er	0,44	0,66	1,9	1,0	1,0	0,62
Tm	0,064	0,095	0,27	0,13	0,13	0,085
Yb	0,40	0,68	1,7	0,83	0,83	0,56
Lu	0,059	0,10	0,25	0,11	0,12	0,082
Mo	0,92	0,46	0,64	0,49	0,73	0,38
Sb	0,23	0,20	0,19	0,20	0,33	0,21
Cs	0,65	0,40	0,42	0,41	1,0	1,1
W	0,32	0,24	0,27	0,32	0,48	0,32
Pb	5,5	5,4	7,1	4,7	7,7	4,7
Сумма РЗЭ	23,8	29,3	69,4	27,9	29,19	22,6
La/Yb _N	7,53	5,38	4,30	3,28	3,46	4,48
Eu/Eu*	1,59	1,78	0,80	1,59	1,14	1,58
Nb/La _N	0,36	0,28	0,22	0,58	0,29	0,86
Ti/Zr	742	1025	558	970	403	983
ΔNb	0,44	0,79	0,83	0,71	0,16	0,45

Примечание. Привязки образцов в таблице 1. $\Delta Nb = \lg(Nb/Y) + 1,74 - 1,92 \lg(Zr/Y)$ [16].

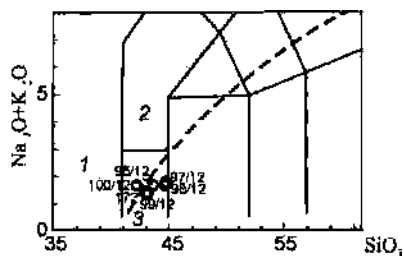


Рис. 4. Диаграмма TAS ($\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) для габброидов о. Питерман. Классификационные поля по [14]: 1 — фойдолит, 2 — фойдогаббро, 3 — перидотитовое габбро. Штриховая линия разделяет поля щелочных и известково щелочных пород

Fig. 4. The TAS diagram ($\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) for the gabbroids of Peterman Island. Classification fields according to [14]: 1 — foidolite, 2 — foidogabbro, 3 — peridotite gabbro. The dashed line separates the fields of alkaline and calc-alkaline rocks

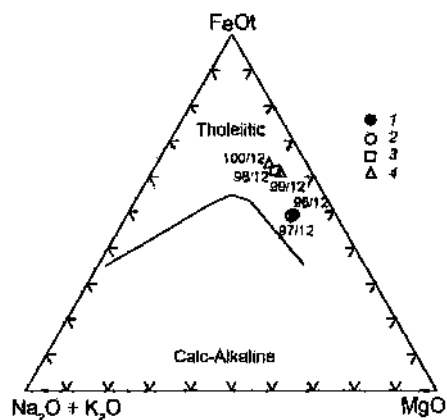


Рис. 5. Диаграмма AFM для габброидов о. Питерман: 1 — габбро темной полосы тонкополосчатых габбро; 2 — вмещающие габбро; 3 — жильные тела габбронорита амфиболитизированного с порфировидной структурой; 4 — габброиды других участков о. Питерман

Fig. 5. The AFM diagram for gabbroids of Peterman Island: 1 — gabbro of a dark strip of thin-layered gabbro; 2 — inklosing gabbro; 3 — vein of amphibolized gabbronorite with a porphyry structure; 4 — gabbroids of other sites of Peterman Island

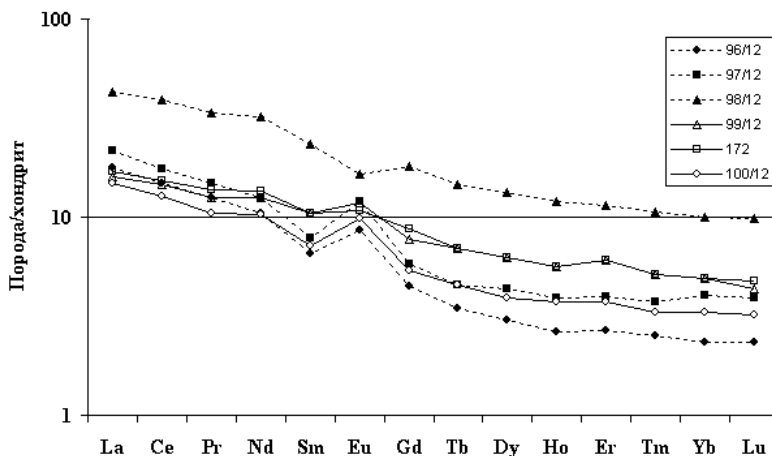


Рис. 6. График распределения РЗЭ для габброидов о. Питерман. Нормировано на состав хондрита C1 [15]

Fig. 6. REE distribution diagram for gabbroids of Peterman Island. Normalized to the composition of chondrite C1 [15]

Во вмещающих амфиболизированных габбро (обр. 97/12) также невысокие содержания Cr (107 ppm), Ni (34 ppm) и высоkozарядных литофильных элементов — Y (5,87 ppm), Nb (1,5 ppm), V (284 ppm) (табл. 2). График РЗЭ дифференцированный — $La/YbN = 5,38$, при $YbN = 0,6$ (рис. 6). Выделяется положительная европиевая аномалия $Eu/Eu^* = 1,78$.

Секущие жильные тела габбронорита амфиболизированного с порфировой структурой (обр. 98/12) имеют более высокий коэффициент железистости — $Kф = 69,27\%$ (табл. 1). В них значительно выше содержание V (557 ppm), Y (18,2 ppm) и РЗЭ (табл. 2). Содержания Cr (105 ppm) и Ni (32,1 ppm) невысокие. График РЗЭ слабо дифференцированный — $La/YbN = 4,30$, при $YbN = 10$ (рис. 6). Выделяется отрицательная европиевая аномалия $Eu/Eu^* = 0,80$. По этим геохимическим характеристикам они отличаются от тонкорасслоенных и вмещающих габбро.

На мультиэлементных диаграммах для всех изученных габбро выделяются положительные аномалии Sr, Eu, Ti и отрицательные аномалии Nb (рис. 7). Положительные аномалии Sr, Eu и Ti указывают на кумуляцию плагиоклаза и, по-видимому, ильменита в магматическом источнике. За исключением секущих жил поздних интрузивных габброноритов (обр. 98/12), на графиках РЗЭ габброидов наблюдаются положительные европиевые аномалии (рис. 6).

Согласно полученным геохимическим данным, габброиды кристаллизовались из дифференцированной магмы, которая образовалась в промежуточных коровых магматических камерах. Дифференциация проходила преимущественно под контролем плагиоклаза и, вероятно, ильменита. Габброиды о. Питерман отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов типа MORB сильной дифференцированностью (рис. 7).

На диаграмме $Zr/Y - Nb/Y$ [16] фигуративные точки изученных габброидов попадают в поле плюмовых составов (рис. 8) вблизи точки состава примитивной мантии (PM).

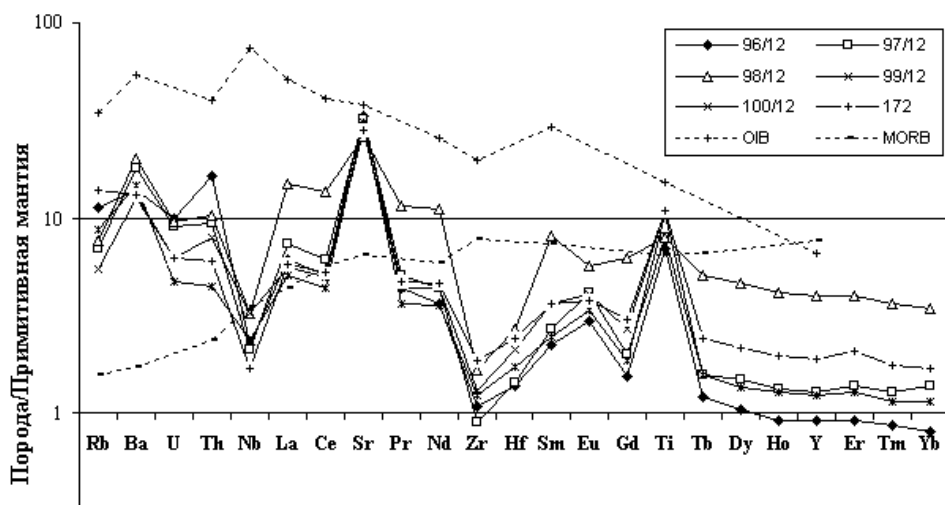


Рис. 7. Мультиэлементная диаграмма для габброидов о. Питерман. Нормировано на состав примитивной мантии (PM) [15]

Fig. 7. The Multielement diagram for gabbroids of Peterman Island. It is normalized to the composition of the primitive mantle (PM) [15]

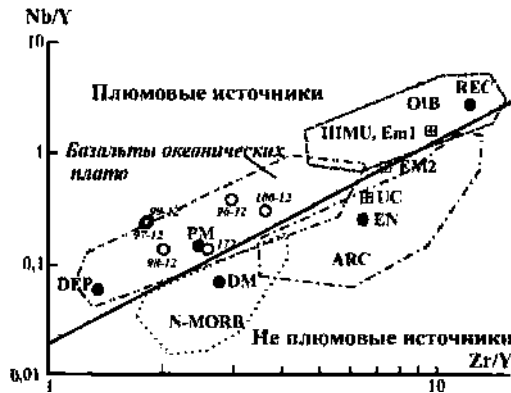


Рис. 8. Диаграмма $Zr/Y - Nb/Y$ [16] для габброидов о. Питерман

Fig. 8. The $Zr/Y - Nb/Y$ diagram [16] for gabbroids of Peterman Island

Все габброиды сильно загрязнены коровым веществом, на что указывают низкие значения отношения $(Nb/La)_N$ (0,22–0,86) (табл. 2). Эта контаминация связана, вероятно, с регрессивным метаморфизмом габброидов, вызванным внедрением более поздних интрузий гранитоидов андийского комплекса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Габброиды о. Питерман представлены в разной степени амфиболизированными среднезернистыми габбро с гипидиоморфной структурой. Среди них выявлен ксенолит тонкорасслоенных габброидов размером 3×8 м, в котором наблюдается чередование темных и светло-серых полос шириной около 3 см, отличающихся только количеством темноцветных минералов. Габброиды о. Питерман имеют низкое содержание кремнезема и калия и по петрохимическим характеристикам соответствуют перидотитовым габбро. В них невысокие содержания Cr, Ni, V и высокозарядных литофильных элементов Y и Nb. Габброиды кристаллизовались из основной магмы, дифференцированной в промежуточных коровых магматических камерах. Положительные аномалии Sr, Eu и Ti на мультиэлементных диаграммах и позитивные аномалии европия Eu/Eu^* указывают на кумуляцию плагиоклаза и, по-видимому, ильменита в магматическом источнике. Основным магматическим источником для габброидов была, вероятно, примитивная мантия (PM). Габброиды загрязнены коровым веществом. Эта контаминация связана, вероятно, с их регрессивным метаморфизмом, вызванным внедрением более поздних интрузий гранитоидов андийского комплекса. Тонкорасслоенные габброиды ксенолита по химическому составу не отличаются от остальных однородных габбро о. Питерман. Темные и светлые полосы тонкорасслоенных габбро отличаются только количеством темноцветных минералов. На генезис этой расслоенности есть две точки зрения. Согласно Е.В. Шаркову [12], наблюдаемая расслоенность аналогична первично-магматической расслоенности, встречающейся в мелких телах базитов, которая образуется еще на стадии течения расплава до его кристаллизации [12, 13]. Это представление, однако, не согласуется с геологическими данными, так как тело тонкорасслоенных габброидов имеет резко несогласные контакты с вмещающими габбро. Более вероятно, что этот ксенолит представляет собой часть (фрагмент) стенки магматической камеры, в которой происходила дифференциация основной магмы, которая была перемещена потоком магмы в верхнюю часть интрузии.

Благодарности. Автор благодарит руководство НАНЦ Украины за предоставленную возможность выполнить полевые исследования на УАС «Академик Вернадский». Работа выполнена в рамках Государственной целевой научно-технической программы Украины в Антарктике на 2011–2020 гг.

Acknowledgments. The author thanks the administration of the National Science Center of Ukraine for the provided opportunity to carry out field research from the Ukrainian Antarctic station “Akademik Vernadsky”. The work was carried out within the framework of the State Target Scientific and Technical research program of Ukraine in Antarctica for 2011–2020 years.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова. М.: Наука, 1973. 120 с.
2. Curtis R. The petrology of the Graham Coast, Graham Coast, Land // British Antarct. Surv. Sci. Rep. 1966. № 50. P. 3–51.
3. Elliot D.H. The petrology of the Argentine Islands // British Antarct. Surv. Sci. Rep. 1964. № 41. P. 1–31.
4. Storey B.C., Garrett S.W. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension // Geol. Mag. 1985. V. 122. P. 5–14.
5. Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., Kelley S.P. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana // Journ. of Petrology. 2000. V. 41. № 5. P. 605–625.
6. Tangeman J.A., Mukasa S.B., Grunow A.M. Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: Confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust // Tectonics. 1996. V. 15. № 6. P. 1309–1324.
7. Gladkochub D., Bakhmutov V., Vodovozov V., Vaschenko V. New achievements in geological-geophysics investigations at the Academic Vernadsky Station area (Western Antarctica): petrology, geochronology and mineral resources // Scientific investigations in Antarctica: Abstracts of III International Conference. Kiev: UAC, 2006. P. 36.
8. Артеменко Г.В., Бахмутов В.Г., Самборская И.А., Канунникова Л.И. Проявления рудной минерализации в интрузивном комплексе архипелага Аргентинские острова (Западная Антарктика) // Минерал. журн. 2011. Т. 33. № 3. С. 90–99.
9. Karandashev V. K., Khvostikov V. A., Nosenko S. V., Burmii Zh. P. Stable highly enriched isotopes in routine analysis of rocks, soils, grounds, and sediments by ICP-MS // Inorganic Materials. 2017. V. 53. № 14. P. 1432–1441.
10. Митрохин О., Бахмутов В., Гаврилів Л., Алексєєнко А. Геологічна будова острова Пітерман (Архіпелаг Вільгельма, Західна Антарктика) // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка, сер. Геологія. 2018. V. 1 (80). С. 7–15.
11. Wager L.R., Brown, G.M. Layered Igneous Rocks. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1968. 588 p.
12. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
13. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л.: Наука, 1967. 258 с.
14. Le Maitre R.W. A Proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali – Silica (TAS) diagram // Australian J. Earth Sci. 1984. V. 31. P. 243–255.
15. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Saunders A.D., Norry M.J. (eds). Geological Society. Special Publication. Cambridge University Press, 1989. № 42. P. 313–345.

16. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504.

REFERENCES

1. *Grikurov G.E.* *Geologiya Antarktičeskogo poluostrova*. Geology of the Antarctic Peninsula. Moscow: Nauka, 1973: 120 p. [In Russian].
2. *Curtis R.* The petrology of the Graham Coast, Graham Coast, Land. British Antarct. Surv. Sci. Rep. 1966, 50: 3–51.
3. *Elliot D.H.* The petrology of the Argentine Islands. British Antarct. Surv. Sci. Rep. 1964, 41: 1–31.
4. *Storey B.C., Garrett S.W.* Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geol. Mag.* 1985, 122: 5–14.
5. *Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., Kelley S.P.* Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journ. of Petrology*. 2000, 41(5): 605–625.
6. *Tangeman J.A., Mukasa S.B., Grunow A.M.* Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: Confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust. *Tectonics*. 1996, 15 (6): 1309–1324.
7. *Gladkochub D., Bakhmutov V., Vodovozov V., Vaschenko V.* New achievements in geological-geophysics investigations at the Academic Vernadsky Station area (Western Antarctica): petrology, geochronology and mineral resources. Scientific investigations in Antarctica: Abstracts of III International Conference. Kiev: UAC, 2006: 36.
8. *Artemenko G.V., Bakhmutov V.G., Samborska I.A., Kanunnikova L.I.* Manifestations of ore mineralization in the intrusive complex of the archipelago of the Argentine Islands (West Antarctica). *Mineral. Journal*. 2011, 33 (3): 90–99. [In Russian].
9. *Karandashev V.K., Khvostikov V.A., Nosenko S. V., Burmii Zh. P.* Stable highly enriched isotopes in routine analysis of rocks, soils, grounds, and sediments by ICP-MS. *Inorganic Materials*. 2017, 53 (14): 1432–1441.
10. *Mitrokhin O., Bakhmutov V., Gavryliv L., Aleksyeyenko A.* Geological structure of Peterman Island (Wilhelm Archipelago, Western Antarctica). *Visnyk Kyivskogo nacionalnogo universytetu imeni Tarasa Shevchenka, ser. Geologiya*. Bulletin of the Taras Shevchenko National University of Kiev, ser. Geology. 2018, 1 (80): 7–15 [In Ukraine].
11. *Wager L.R., Brown G.M.* Layered Igneous Rocks. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1968: 588 p.
12. *Sharkov E.V.* *Formirovaniye rassloyennykh intruzivov i svyazannogo s nimi orudeneniya*. Formation of layered intrusions and their ore mineralization. Moscow: Scientific world, 2006: 368 p. [In Russian].
13. *Eliseev N.A.* *Osnovy strukturnoi petrologii*. Fundamentals of structural petrology. Leningrad: Nauka, 1967: 258 p. [In Russian].
14. *Le Maitre R.W.* A Proposal by the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali – Silica (TAS) diagram. *Australian J. Earth Sci.* 1984, 31: 243–255.
15. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins. Saunders A.D., Norry M.J. (eds). Geological Society. Special Publication. Cambridge University Press, 1989, 42: 313–345.
16. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*. 2005, 79: 491–504.

ЭКОЛОГИЯ, БИОЦЕНОЛОГИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ

УДК 57.574.2

DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-462-474

ОЦЕНКА НАКОПЛЕНИЯ НЕФТЯНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ ГИДРОБИОНТАМИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Н.В. НЕВЕРОВА*, Т.Я. ВОРОБЬЕВА, А.В. ЧУПАКОВ

Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
имени академика Н.П. Лаверова РАН, Архангельск, Россия

*Nevnata@yandex.ru

ASSESSMENT OF ACCUMULATION OF PETROLEUM HYDROCARBONS BY THE HYDROBIONTS OF THE SOUTH-EASTERN PART OF THE ONEGA BAY OF THE WHITE SEA

N.V. NEVEROVA, T.YA. VOROBYEVA, A.V. CHUPAKOV

N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Russia

*Nevnata@yandex.ru

Received July, 3, 2019

Accepted October, 2, 2019

Keywords: Bivalves, fuel oil spill, Onega Bay, petroleum hydrocarbons.

Summary

In order to assess the current state of the ecosystem of the southeast of the Onega Bay of the White Sea affected by fuel oil spill in 2003, the accumulation of petroleum hydrocarbons was analyzed by the dominant species of aquatic organisms collected on the littoral of the most polluted coast in the areas of Purnem and Lyamts villages. In 2012, samples of aquatic organisms were taken in an area where all the species discussed in this work are represented on a small area: bivalved mollusks, attached molluscs, gastropods, polychaetes. In 2013 and 2018, samples of hydrobionts were additionally selected, in the three-kilometer strip of the coast on either sides of the given point.

In 2012 and 2013, high concentrations of HC in the tissues of bivalves were recorded. In 2018, the concentrations of hydrocarbons in the tissues of the studied hydrobionts were comparable to background values. A non-parametric test of Mann-Whitney showed a significant decrease in HC in mussel tissue from 2013 to 2018, at a significance level of 0.05.

Citation: Neverova N.V., Vorobyeva T.Ya., Chupakov A.V. Assessment of accumulation of petroleum hydrocarbons by the hydrobionts of the south-eastern part of the Onega bay of the White sea. *Problemy Arktiki i Antarkтики*. Arctic and Antarctic Research. 2019, 65, 4: 462–474. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-3-462-474.

Taking into account the low levels of HC in the aqueous medium (less than 1 MPC of fishfarm) and in bottom sediments (from 0.34 to 9.03 mg/kg, the median of 1.41 mg/kg) in 2018, and is comparable with the background contents of hydrocarbons in tissues of aquatic organisms. We can conclude that after 15 years of the fuel oil spill, the condition of the Cape Deep ecosystem in terms of the content of hydrocarbons returns to the baseline state, continuing emissions of oil-sand lumps do not adversely affect the ecosystem. Based on the work done, it can also be concluded that ecotoxicological methods are priority in assessing the prolonged (or delayed) accidental impact of heavy petroleum products on aquatic ecosystems. The conclusion about the presence or absence of a negative impact on the aquatic ecosystem of hydrocarbons, based solely on the analysis of abiotic components, may not be sufficiently informative because it does not take into account the accumulative and deferred effects, especially manifested in the cold Arctic waters.

Поступила 3 июля 2019 г.

Принята к печати 2 октября 2019 г.

Ключевые слова: двустворчатые моллюски, нефтяные углеводороды, Онежский залив, разлив мазута.

С целью оценки пролонгированного воздействия аварийного разлива топчного мазута на морскую прибрежную субарктическую экосистему проведен анализ накопления нефтяных углеводородов (УВ) доминирующими видами гидробионтов литорали юго-восточной части Онежского залива Белого моря. Принимая во внимание низкие уровни содержания УВ в водной среде (менее 0,05 мг/дм³) и в донных отложениях (от 0,34 до 9,03 мг/кг, медиана 1,41 мг/кг), зафиксированные в 2018 г., и сравнимые с условно фоновыми показатели содержания УВ в тканях гидробионтов на изучаемом участке, не наблюдается негативного воздействия на состояние экосистемы прибрежной зоны мыса Глубокий, по показателям содержания УВ, по истечении 15 лет после аварийного разлива.

ВВЕДЕНИЕ

Нефтяные углеводороды являются одними из наиболее широко распространенных загрязнителей. Поступление их в водные экосистемы связано в основном с деятельностью нефтегазовой индустрии (добыча и транспортировка нефтеуглеводородов) и функционированием водного транспорта. Аварийные разливы не являются главным источником нефтяного загрязнения Мирового океана, однако подобные случаи могут привести к тяжелым и даже необратимым последствиям для локальных участков акваторий и, в особенности, для прибрежных зон. Попавшие в водную среду нефтепродукты переносятся на значительные расстояния, а экологические последствия аварийных разливов носят трудно учитываемый характер, поскольку нефтяное загрязнение нарушает многие естественные процессы и взаимосвязи, существенно изменяет условия обитания всех видов живых организмов и накапливается в биомассе. Разлив тяжелее всех «бьет» по организмам, обитающим в прибрежной зоне, особенно обитающим на дне или на поверхности [1].

Бентосные организмы относятся к важнейшим компонентам водной экосистемы, участвующим в круговороте веществ, они составляют значительную часть рациона донных рыб. За счет высокой фильтрационной активности и обитания в донных осадках, бентосные организмы обладают повышенной способностью к накоплению токсикантов и являются одним из важнейших звеньев системы самоочищения водных объектов [8]. При определенных условиях экологические последствия разливов нефти и нефтепродуктов в тканях бентосных организмов проявляются даже спустя десятилетия, когда в них продолжают обнаруживать концентрации углеводородов, превышающие фоновые значения [2].

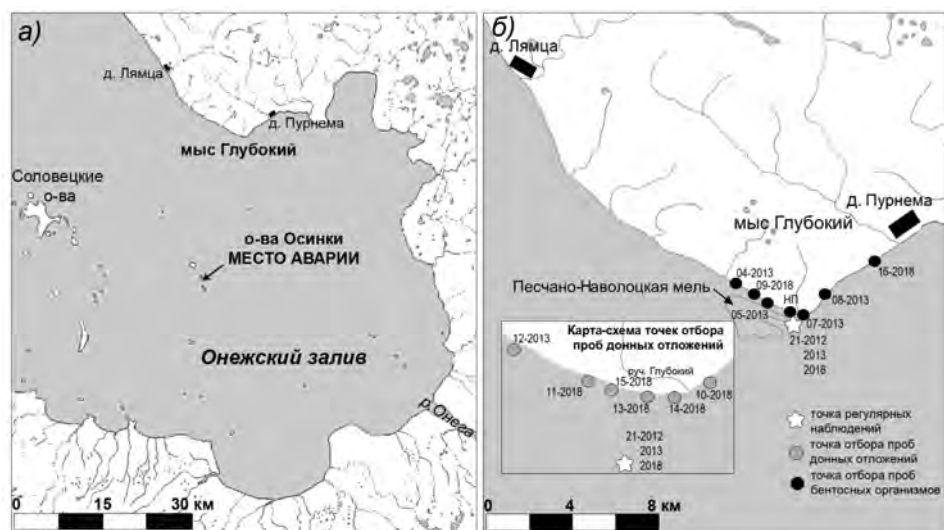


Рис. 1. Разлив топочного мазута в Онежском заливе Белого моря 1 сентября 2003 г.: а) — место аварийного разлива; б) — схема отбора проб воды, донных отложений и гидробионтов в 2012, 2013 и 2018 гг.

Fig. 1. Fuel oil spill in the Onega Bay of the White Sea on September 1, 2003: а) — place of accidental fuel; б) — a scheme for sampling water, bottom sediments and aquatic organisms in 2012, 2013 and 2018

Во время шторма 1 сентября 2003 г. в южной части Онежского залива Белого моря в результате аварийной швартовки двух танкеров произошел разлив 54 т мазута марки М-100 (рис. 1а). Аварийный разлив произошел при температурах воды 10–11 °С, и основная масса мазута в застывшем состоянии опустилась на дно, а часть была выброшена на берег. В результате очистных мероприятий было собрано только 9 т из 54 т мазута, попавшего в морскую воду. Береговая линия была загрязнена на протяжении 40 км, было обнаружено много мертвых уток и тюленей, наблюдали и выбросы мертвой рыбы. В наибольшей степени была загрязнена береговая линия в районе деревень Пурнема и Лямцы, где количество выброшенного мазута, по расчетам экспертов, составляет 23,2 т [3].

В отличие от разливов в районах с умеренным климатом естественная очистка после выбросов нефти в Арктике может длиться не годы, а десятилетия [4]. По сути, последствия каждого разлива нефтепродуктов уникальны из-за сочетания физических свойств УВ, попавших в водную среду, природных факторов и климатических и гидрологических особенностей места аварии. При аварии в Онежском заливе сочетание данных факторов привело к тому, что даже спустя 15 лет с момента аварии, несмотря на относительно небольшой объем аварийного выброса, продолжается поступление в литоральную зону, в районе мыса Глубокий, мазутно-песчаных агрегатов, что говорит об остающихся на дне отложениях мазута [5].

С целью оценки современного состояния экосистемы юго-востока Онежского залива Белого моря, пострадавшей от разлива топочного мазута в 2003 г., мы провели сравнительный анализ содержания УВ в гидробионтах, собранных в 2012, 2013 и 2018 гг. в верхней части литорали района мыса Глубокий Онежского залива Белого моря, испытывавшего максимальное воздействие аварийного разлива.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Донных животных и пробы воды отбирали по схеме, показанной на рис. 1б.

В 2012 г. образцы гидробионтов отбирались в районе наблюдательного пункта (НП), где на небольшой площади представлены все обсуждаемые в данной работе виды: макомы, мидии, литторина и пескожилы. В 2013 и 2018 гг. образцы гидробионтов отбирались как в точке НП, так и в трехкилометровой полосе побережья в обе стороны от точки НП. Пробы донных отложений и воды отбирались в тех же точках что и гидробионты.

Для определения нефтепродуктов в тканях донных животных были собраны типичные представители бентосных организмов верхней части литорали Онежского залива Белого моря — двустворчатые моллюски, брюхоногие моллюски и полихеты.

Объектами исследования послужили двустворчатые моллюски рода *Macoma balthica* (Linnaeus, 1758) — макома; *Mytilusedulis* (Linnaeus, 1758) — мидия (рис. 2); брюхоногие моллюски *Littorina littorea* (Linnaeus, 1758) — литторина и многоще-



Рис. 2. *Mytilusedulis* образует на литорали Онежского залива Белого моря обширные поселения — мидиевые банки

Fig. 2. *Mytilusedulis* forms on the littoral of the Onega Bay of the White Sea the extensive colonies — the mussel bed

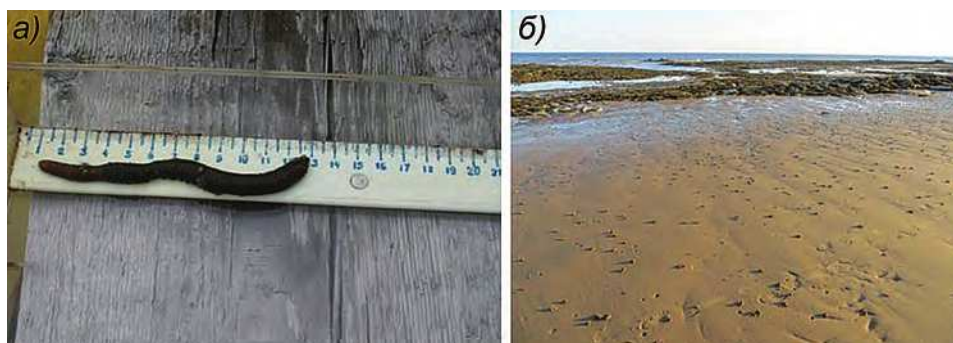


Рис. 3. Типичный представитель верхней части литорали Онежского залива Белого моря — пескожил (*Arenicola marina* (L.1758) (а) и его колонии на литорали Онежского залива (б)

Fig. 3. A typical representative of the upper part of the intertidal zone of the Onega Bay of the White Sea — packagel (*Arenicola marina* (L. 1758) (а) and his colony in the intertidal zone of the Onega Bay (б)

тинковые черви семейства Arenicolidae вида *Arenicola marina* (Linnaeus, 1758) — пескожил (рис. 3а, б).

Донные организмы собирали вручную на осушке и на сублиторали (с глубин до 1 м) при помощи гидробиологического скребка, сразу после сбора животные помещались в морскую воду для очистки кишечника на срок до 24 ч. После доставки в лабораторию моллюски препарировали с отделением мягких тканей целиком и замораживали до проведения аналитических работ. Род и вид животного определялся по [6].

Нефтяные углеводороды в тканях гидробионтов определяли по НДИ 05.17-2009 [7]. Метод основан на экстракции неполярной фракции углеводородов из проб гомогенизированных тканей, предварительно омыленных путем щелочного гидролиза, и последующей очистке от полярных соединений на оксиде алюминия с измерением интенсивности флуоресценции экстракта [8]. Анализ на содержание бенз(а)пирена (Б(а)П) в тканях моллюсков, в донных отложениях и органах рыб проводили в сертифицированной лаборатории СевПИПРО по стандартной методике М 04-15-2009 [9].

Данная работа обсуждается в терминах непараметрической статистики, ввиду малого объема выборки, поэтому для оценки процесса накопления УВ в тканях мидий был использован непараметрический тест Манна–Уитни.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

На начальном этапе работы нами было идентифицировано наличие нефтяного загрязнения тканей моллюсков в районе мыса Глубокий по показателям бенз(а)пирена (Б(а)П). Для чего в 2011 и 2013 гг. были отобраны ткани мидий и мышцы камбалы, в которых проведено определение Б(а)П, являющегося индикатором группы полиароматических углеводородов (ПАУ) [10]. ПАУ в нефтепродуктах изначально содержатся в малых количествах (в мазуте — 0,001 %), однако, будучи чрезвычайно устойчивыми в природной среде, могут не только свидетельствовать о присутствии нефтяного загрязнения, но и при определенных условиях выступать в качестве «реперных точек», позволяющих решать идентификационные задачи, судить о типе загрязнения, об условиях его возникновения и динамике загрязнения [11].

Ввиду отсутствия нормированных значений допустимых концентраций УВ, в том числе Б(а)П, в тканях моллюсков, нами был использован сравнительный анализ содержания УВ в мидиях, собранных в районах Белого моря, не подверженных прямому воздействию аварийного разлива мазута в Онежском заливе: для Б(а)П — район устья реки Лопшеньги (западный берег Двинского залива Белого моря), для суммарного накопления УВ — район устья реки Лопшеньги и район пролива Железные Ворота (пролив Сухое Море, Двинской залив Белого моря). Содержание УВ в тканях моллюсков для этих двух районов составило $9,53 \pm 1,33$ мг/кг и $9,48 \pm 1,31$ мг/кг соответственно.

Результаты оценки Б(а)П представлены в таблице 1.

Таблица 1

Содержание бенз(а)пирена в тканях бентосных организмов м. Глубокий Онежский залив, Белое море (2011, 2013 гг., июнь)

Точка отбора/год отбора	Наименование	Содержание бенз(а)пирена, мг/кг
НП/2011	Мидии	0,842
НП/2011	Камбала	0,004
НП/2013	Мидии	0,048
р. Лопшеньга/2013	Мидии	0,005

Как видно из данных, представленных в табл. 1, концентрации Б(а)П в тканях моллюсков с 2011 г. значительно снизились, но к 2013 г. еще оставались достаточно высокими по сравнению с данным показателем для условно фонового участка. Двустворчатые моллюски-фильтраторы известны наибольшей среди морских организмов способностью накапливать ПАУ без их заметного метаболического разложения и медленным их выведением [12, 15]. Благодаря активному метаболизму, при котором происходит достаточно быстрая деградация токсикантов в организме, в мышцах камбалы, выловленной в том же районе и в те же сроки, см. табл. 1, уровень бенз(а)пирена на порядок меньше, чем в тканях мидий [12].

В 2012, 2013 и 2018 гг. нами была проведена работа по оценке массовой доли УВ в тканях уже нескольких видов гидробионтов, а также в донных отложениях и придонном слое воды. Для того чтобы охватить все пути поступления УВ в гидробионты, были отобраны виды организмов, различных по типу питания и месту обитания в вертикальной зональности литорали. Макамы — собирающие детритофаги, обитающие на сублиторали; мидии — фильтрующие сестенофаги; литторина — питается растительной пищей и детритом, соскребая их с субстратов при помощи «терки» — радулы; пескожил — грунтоед, три последних вида обитают на литорали. Все собранные животные являются для Белого моря массовыми видами. Согласно литературным данным [10], встречаемость полихет и двустворчатых моллюсков (макомы и мидий) в пробах бентосных организмов верхней части литорали Онежского залива доходит до 100 %.

Результаты по определению значений концентраций УВ в тканях исследованных гидробионтов представлены на рис. 4.

Максимальные содержания УВ в тканях, за весь период исследований, наблюдались у двустворчатого моллюска макома в 2012 г. в точке НП (38,98 ± 7,6 мг/кг), рис. 1б. Максимальный уровень накопления УВ в выборке 2012 г. в тканях макомы обусловлен средой обитания данного моллюска, предпочитающего песчано-илистые

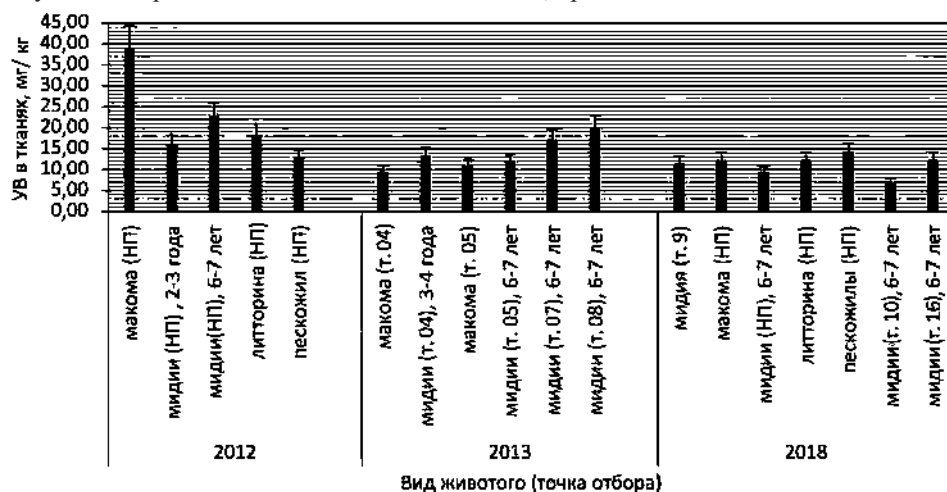


Рис. 4. Содержание общих нефтепродуктов в тканях доминирующих видов бентосных организмов Онежского залива Белого моря, мг/кг влажной массы

Fig. 4. The content of total petroleum products in the tissues of the dominant species of benthic organisms of the Onega Bay of the White Sea, mg/kg wet weight

и илистые грунты сублиторали [13]. При дальнейших исследованиях уровень УВ в тканях этого моллюска, взятого в той же точке отбора, снизился до $10,88 \pm 1,52$ и $12,33 \pm 1,73$ мг/кг в 2013 и 2018 гг. соответственно.

Для многощетинкового червя — пескожила содержание УВ в тканях за период исследования осталось практически неизменным — $12,88 \pm 1,80$ мг/кг в 2012 г. и $14,25 \pm 1,99$ мг/кг в 2018 г., в одной и той же точке отбора. Среда обитания пескожила в месте исследования — плотные песчаные отмели в зоне приливо-отливных воздействий, на которых нефть, как правило, не задерживается [14]. Содержание УВ в брюхономом моллюске литторина составляет $18,34 \pm 2,56$ мг/кг и $12,30 \pm 2,00$ мг/кг в 2012 и 2018 гг. соответственно.

Так как мидии были собраны по всему исследованному участку, во все периоды отбора собранные пробы мидий мы рассмотрим как отдельные выборки, см. рис. 5.

Мидии при оценке воздействия загрязнений на окружающую среду используют наиболее часто, так как они соответствуют основным критериям для организма-монитора: легки в сборе, колонии занимают обширные пространства, дают достаточное количества материала для анализа и, являясь организмами-фильтраторами, накапливают в своих тканях загрязняющие вещества в количествах, иногда на порядок выше, чем в среде обитания, что более удобно для инструментальных анализов [14, 15, 16].

Максимальное содержание УВ в тканях двустворчатого моллюска — мидии было зафиксировано в 2012 г. и составляло 22,73 мг/кг для 6–7-летних мидий, в дальнейшем содержание данного показателя в тканях снизилось — медиана концентрации составила 15,27 мг/кг и 10,43 мг/кг в 2013 и 2018 гг. соответственно (см. рис. 5).

Для оценки процесса накопления УВ в тканях мидии мы провели непараметрический тест Манна–Уитни, показавший достоверные различия между уровнями накопления УВ тканями в 2013 и 2018 гг., при уровне значимости $\geq 0,05$, что говорит о достоверном снижении УВ в тканях моллюсков с 2013 по 2018 г.

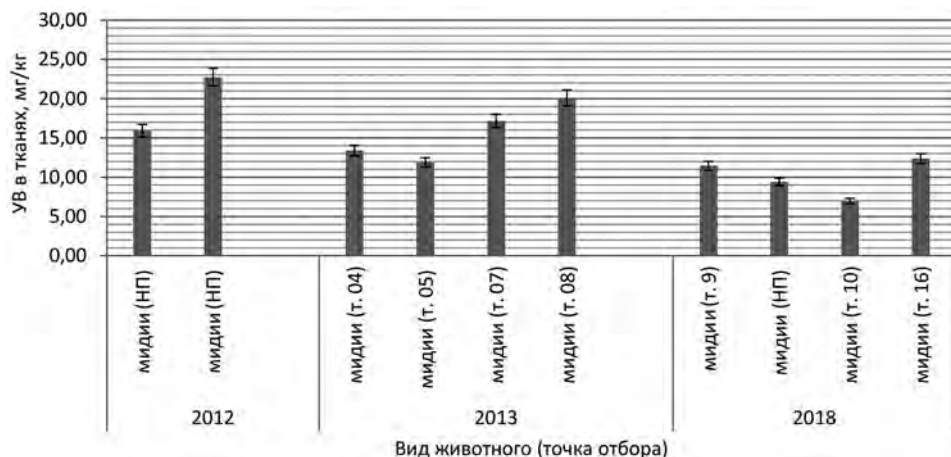


Рис. 5. Содержание массовой доли УВ в пробах тканей двустворчатых моллюсков — мидии в разные годы исследований

Fig. 5. The content of the mass fraction of HC in sample tissue of bivalves mussels in different years of research

Для оценки пролонгированного воздействия разлива мазута на экосистему литоральной зоны мыса Глубокий Онежского залива одновременно с пробами гидробионтов мы отбирали пробы воды и донных отложений, см. рис. 1б. В 2018 г. содержание массовой доли УВ во всех пробах воды не превышало ПДК для рыбохозяйственных водоемов (ПДК рыб. хоз.) — 0,05 мг/м³ и составляло 0,017 мг/м³ в период полной воды и 0,019 мг/м³ в период малой воды.

Донные отложения в 2018 г. были отобраны по всему изучаемому участку (рис. 1б), в тех же точках отбора, что и донные организмы, и представляли собой пассамиты (пески крупные, средние и мелкие). Концентрация УВ в донных отложениях в 2018 г. характеризовалась диапазоном от 1,41 мг/кг до 9,02 мг/кг, медиана 1,41 мг/кг. Согласно принятым нормам [17] все отобранные донные отложения можно отнести к незагрязненным.

Ранее, в 2012 и 2013 гг., в отдельных точках нами фиксировалось превышение ПДК УВ для морских вод, а концентрации УВ во всех отобранных донных отложениях, как и в 2018 г., были ниже 50 мг/кг [18].

В 2012 г., несмотря на то, что с момента аварийного разлива прошло 9 лет, нами были зафиксированы высокие, по сравнению с фоновыми, концентрации УВ в двустворчатых моллюсках. Это связано прежде всего со свойствами мазута, попавшего в воду в связи с аварией, климатическими и гидрометеорологическими условиями исследуемой акватории, особенностями физиологии моллюсков. Попавший в морскую воду топочный мазут марки М-100 принадлежит к числу наиболее тяжелых видов топлива, для которых характерна высокая вязкость, плотность мазута данной марки — 1,015 г/см³, температура застывания — 25 °С [19].

Из-за низких температур окружающей среды и физических свойств мазута М-100 не произошло растекания по поверхности и растворения нефтепродуктов в толще воды, что способствовало бы быстрому очищению экосистемы за счет биологических процессов (биодеструкции) [4, 14]. Аварийный разлив произошел при температурах воды 10–11 °С, и основная масса мазута в застывшем состоянии опустилась на дно, где впоследствии была разнесена сильными осенними штормами по акватории и частью была выброшена на берег.

Долгосрочные исследования, проведенные после разливов нефти, показывают, что эти смоляные комки (tarballs) и смоляные маты (tarmats) могут быть удивительно стойкими в окружающей среде. Например, выбросы остаточной нефти от аварии нефтяной платформы Ixtoc I в 1979 г. в Мексиканском заливе по прошествии 30 лет все еще можно найти у берегов Мексики [21–23].

В нашем исследовании выбросы смоляных комков, перемешанных с песком, — мазутно-песчаных агрегатов (МПА) — наблюдались в течение всего периода исследований [18, 24]. В 2013 г. только за 6 дней с 27 июня по 6 июля на литорали было собрано МПА массой более 38 кг [18]. В летний сезон 2018 г. на литорали у м. Глубокий были собраны около 2 кг мазутно-песчаных комочков, масса самого крупного — 0,4 кг. Масса и размер обнаруженных нами на литорали кусков мазута уменьшались при сборе их в направлении с запада на восток, так как их источник находился с западной стороны от мыса Глубокий, в районе Песчано-Наволоцкой мели [5] (см. рис. 1б). В смоляных комках, выброшенных на литораль, происходила медленная трансформация УВ, о чем свидетельствуют наши исследования, представленные в работе [25], где показано, что за прошедшие после аварии 10 лет количественный и качественный состав агрегатов претерпел существенные из-

менения в результате выветривания и биodeградации и общее количество УВ в них уменьшилось, по сравнению с контрольным образцом (М-100), практически в 20–28 раз. [25].

Экологическое воздействие выветрившихся остаточных нефтей изучено гораздо меньше, чем воздействие свежей нефти на береговую линию и морскую флору и фауну [26]. Эти эффекты включают в себя физическое покрытие нефтью животных и птиц, приводящее к ухудшению теплообмена, переохлаждению и гибели, воздействие токсичных соединений в результате растворения нефти в воде и вдыхания токсичных веществ, выделяемых при испарении наиболее летучих соединений [26]. Также наблюдаются долгосрочные эффекты, из-за уменьшения кормовых баз некоторых видов, наблюдаются изменения в реакции иммунной системы животных после воздействия токсичных соединений нефти [27]. Всех этих последствий не наблюдается при пролонгированном воздействии остаточных нефтепродуктов, подвергающихся выветриванию. Специальное исследование, проведенное в 2000 г. группой экспертов, показало, что выветрившиеся остатки нефтепродуктов, в отличие от разливов свежей нефти, не представляют постоянного экологического риска для экосистемы [28].

Наши исследования показали, что, несмотря на прошедшие с момента аварии 15 лет, на дне Онежского залива в районе мыса Глубокий остаются отложения мазута, выпадающие под действием гидродинамических сил [25], что приводит к повторному переносу мазутных агрегатов на берег, особенно после сильных штормов. Однако ввиду небольшого количества выбрасываемых на литораль песчано-мазутных комочков уже не наблюдается негативного воздействия на экосистему изучаемого района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Принимая во внимание низкие уровни содержания УВ в водной среде (менее 1 ПДК рыб. хоз.) и в донных отложениях (от 0,34 до 9,03 мг/кг, медиана 1,41 мг/кг) в 2018 г. и сравнимые с фоновыми показатели содержания УВ в тканях гидробионтов, мы можем сделать вывод о том, что спустя 15 лет после разлива топочного мазута состояние экосистемы мыса Глубокий, по показателям содержания УВ, возвращается к естественному. Продолжающиеся выбросы мазутно-песчаных комков не оказывают на экосистему негативного воздействия, ввиду незначительных объемов. На основании проведенной работы также можно сделать заключение о том, что экотоксикологические методы являются приоритетными при оценке пролонгированного (или отсроченного) аварийного воздействия тяжелых нефтепродуктов на водные экосистемы. Вывод о наличии или отсутствии негативного влияния на водную экосистему УВ, построенный исключительно на анализе абиотических компонентов, может быть недостаточно информативным, поскольку не учитывает аккумулятивный и отложенный эффекты, особенно проявляющиеся в холодных малопродуктивных арктических морях.

Благодарности. Авторы благодарны всем научным сотрудникам лаборатории пресноводных и морских экосистем ФИЦКИА РАН за ценные советы, обсуждение и помощь в полевых работах. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 18-9-5-29, гранта РФФИ р_а № 17-45-290114, РФФИ № 18-05-01041.

Acknowledgments. The authors thank all the scientific staff of the laboratory of freshwater and marine ecosystems of VICKIE the Academy of Sciences for valuable

advice, discussion and assistance in field work. The reported study was funded by URAS, project № 18-9-5-29, RFBR projects 17-45-290114 and 18-05-01041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Экологические последствия разливов нефти: Справка. URL: <https://ria.ru/eco/20090605/173349317.html> (дата обращения 20.11.2019).
2. Уроки не усвоены. Еххон Valdez – уроки катастрофы. [Электронный ресурс]. Всемирный фонд дикой природы. URL: <https://wwf.ru/upload/iblock/96d/oilspillrus.pdf> (дата обращения 20.11.2019).
3. Бамбуляк А., Францен Б. Транспортировка нефти из российской части Баренцева региона. По состоянию на январь 2005 г. Свандховт: Свандховт экологический центр, 2005. 91 с.
4. Немировская И.А. Углеводороды в океане. М: Научный мир, 2004. 328 с.
5. Андрианов В.В., Неверова Н.В., Лебедев А.А., Климов С.И., Воробьева Т.Я. Современное экологическое состояние юго-восточной части Онежского залива Белого моря после аварийного разлива мазута (01.09.2003 г.) // Современные проблемы науки и образования: электрон. научн. журн. 2017. № 6. URL: <http://science-education.ru/ru/article/view?id=27194> (дата обращения 20.11.2019).
6. Иллюстрированный атлас беспозвоночных Белого моря / Под. ред. Н.Н. Марфенина. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. 312 с.
7. НДИ 05.17-2009. МВИ массовой доли нефтяных углеводородов в пробах гидробионтов пресных и морских водных объектах. Ростов-на-Дону, 2009. 15 с.
8. Ларин А.А. Особенности определения и оценка накопления углеводородов в гидробионтах Азовского моря: Автореф. дис. ... канд. хим. наук. Краснодар.: ФГУП АЗНИИРХ, 2010. 22 с.
9. М 04-15-2009. Продукты пищевые и продовольственное сырье, биологически активные добавки. Методика выполнения измерений массовой доли бенз (а) пирена методом ВЭЖХ с флуориметрическим детектированием с использованием жидкостного хроматографа «Люмах-ром». СПб., 2014. 10 с.
10. Иванова С.С. Качественная и количественная характеристика бентоса Онежского залива Белого моря // Материалы по комплексному изучению Белого моря. Вып. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 355–380.
11. Дементьев Ф.А., Бельшина Ю.Н., Акимов А.Л. Исследование ароматических углеводородов в качестве идентификационных признаков нефтяного загрязнения // Вестник Санкт-Петербургского университета МЧС России. 2011. № 3. С. 31–37.
12. Алешко С.А. Действие нефтяных углеводородов на морские организмы на молекулярном уровне // Известия ТИНРО. 2007. Т. 148. С. 1–15.
13. Lehtonen K., Leiniö S., Schneider R., Leivuori M. Biomarkers of pollution effects on bivalves *Mytilus edulis* and *Macoma balthica* collected on the southern coast of Finland (Baltic sea) // Mar. Ecol. Prog. 2006. V. 322. P. 155–168.
14. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 510 с.
15. Миронов О.Г. Взаимодействие морских организмов с нефтяными углеводами. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 176 с.
16. Миронов О.Г. Потоки нефтяных углеводородов через морские организмы // Морской экологический журнал. 2006. № 2 (5). С. 5–14.
17. Warmer H., van Dokkum R. Water pollution control in the Netherlands. Policy and practice 2001. Lelystad: RIZA report, 2002. 77 p.
18. Андрианов В.В., Лебедев А.А., Неверова Н.В., Лукин Л.Р., Воробьева Т.Я., Собко Е.И., Кобелев Е.А., Лисицына Т.Ю., Самохина Л.А., Климов С.И. Долговременные последствия ава-

- рийного разлива нефтепродуктов в южной части Онежского залива Белого моря // Биология моря. 2016. Т. 42. № 3. С.169–178.
19. ГОСТ 10585-2013. Топливо нефтяное. Мазут. Технические условия. М.: Стандартинформ, 2004. С. 10.
20. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
21. *Warnock A.M., Hagen S.C., Passeri D.L.* Marine Tar Residues: a Review // Water, Air and Soil Pollut. 2015. V. 226. P. 68–75. URL: <https://doi.org/10.1007/s11270-015-2298-5> (дата обращения 20.11.2019).
22. *Tunnell J.W.* An expert opinion of when the Gulf of Mexico will return to pre-spill harvest status following the BP Deepwater Horizon MC 252 oil spill. URL: <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/50> (дата обращения 20.11.2019).
23. *Bernabe A.M., Fernandez-Fernandez S., Bouchett F., Rey D., Arcos A., Bayona J.M., Albaiges J.* Recurrent arrival of oil to Galician coast: The final step of the Prestige deep oil spill // Journal of Hazardous Materials. 2013. V. 250. P. 82–90.
24. *Андрюанов В.В., Лебедев А.А., Неворова Н.В., Лисицына Т.Ю.* Исследования белухи (*Delphinapterus leucas*) южного стада Белого моря в экологическом и эволюционном аспектах // Экологические проблемы Азово-Черноморского региона и комплексное управление биологическими ресурсами: Материалы V научно-практической молодежной конференции, Севастополь. 2018. С. 73–77.
25. *Лебедев А.А., Лукин Л.П., Андрюанов В.В.* Результаты изучения процесса самоочищения от нефтепродуктов вод Онежского залива Белого моря // Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежных районов Арктической зоны. Сб. науч. трудов. Архангельск, 2016. С. 271–277.
26. *Peterson C.H., Rice S.D., Short J.W., Esle D., Bodkin J.L., Ballache B.E., Irons D.B.* Long-term ecosystem response to the Exxon Valdez oil spill // Science. 2003. V. 302 (5653). P. 2082–2086.
27. *Barron M.G.* Ecological impacts of the Deepwater Horizon oil spill: implications for immunotoxicity // Toxicologic Pathology. 2012. V. 40 (2). P. 315–320.
28. *Neff J.M., Ostazeski S., Gardiner W., Stejskal I.* Effects of weathering on the toxicity of three offshore Australian crude oils and a diesel fuel to marine animals // Environmental Toxicology and Chemistry. 2000. V. 19 (7). P. 1809–1821.

REFERENCES

1. *Ekologicheskie posledstviia razlivov nefii. Spravka.* Environmental consequences of oil spills. Reference information. Ecology. Available at: <https://ria.ru/eco/20090605/173349317.html> (accessed 20.04.2019).
2. *Uroki ne usvoeny. Exxon Valdez – uroki katastrofy.* Lessons not learned. Exxon Valdez – lessons from disaster. World wildlife Fund. Available at: <https://wwf.ru/upload/iblock/96d/oilspillrus.pdf> (accessed 20.04.2019).
3. *Bambuliak A., Frantsen B.* Transportirovka nefi iz rossiiskoi chasti Barentseva regiona. Po sostoianiiu na ianvar' 2005 g. Transportation of oil from the Russian part of the Barents region. As of January 2005. Svandkhovt: Svandkhovt Ekologicheskii Tsentr, 2005: 91 p. [In Russian].
4. *Nemirovskaya I.A.* Uglevodorody v okeane. Hydrocarbons in the ocean. Moscow: Nauchnyi mir, 2004: 328 p. [In Russian].
5. *Andrianov V.V., Neverova N.V., Lebedev A.A., Klimov S.I., Vorob'eva T.Ia.* Current ecological state of the South-Eastern part of the Onega Bay of the White sea after an emergency oil spill (01.09.2003): *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniia*. 2017, 6. [In Russian]. Available at: <http://science-education.ru/ru/article/view?id=27194> (accessed 20.04.2019).

6. *Illustrirovannyi atlas bespozvonochnykh Belogo moria*. Illustrated Atlas of invertebrates of the White sea / N.N. Marfenin (eds). Moscow: Tovarishestvo nauchnykh izdaniy KMK, 2006: 312 p. [In Russian].
7. *NDI 05.17-2009. Metodika vypolneniia izmerenii. Izmerenii massovoi doli neftiannykh uglevodorodov v probakh gidrobiontov presnykh i morskikh vodnykh ob'ektakh*. Measuring the mass fraction of petroleum hydrocarbons in samples of aquatic organisms fresh and marine water bodies. Rostov-na-Donu: 2009:15 p. [In Russian].
8. *Larin A.A. Osobennosti opredeleniia i otsenka nakopleniia uglevodorodov v gidrobiontakh Azovskogo moria*. Peculiarities of definition and estimation of accumulation of hydrocarbons in the aquatic life of the sea of Azov. PhD Thesis. Krasnodar: FGUP AzNIIRKh, 2010: 22 p. [In Russian].
9. *M 04-15-2009. Metodika vypolneniia izmerenii. Produkty pishchevye i prodovol'stvennoe syr'e, biologicheski aktivnye dobavki. Metodika vypolneniia izmerenii massovoi doli benz (a) pirena metodom VEZhKh s fluorimetricheskimi detektirovaniem s ispol'zovaniem zhidkostnogo khromatografa "Liumakhrom"*. Food and food raw materials, biologically active additives. Technique of execution of measurements of mass fraction of benzo (a) pyrene by HPLC method with fluorimetric detection using a liquid chromatograph "Lumigram". St. Petersburg, 2014: 10 p. [In Russian].
10. *Ivanova S.S. Materialy po kompleksnomu izucheniiu Belogo moria*. Materials on the complex study of the White sea. V. 1. Qualitative and quantitative characteristics of benthos in the Onega Bay of the White sea. Moscow: AN SSSR, 1957: 355–380. [In Russian].
11. *Dement'ev F.A., Bel'shina Iu.N., Akimov A.L* Investigation of aromatic hydrocarbons as identification signs of oil pollution. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta MChS Rossii*. Bulletin of St. Petersburg University of EMERCOM of Russia. 2011, 3: 31–37. [In Russian].
12. *Aleshko S.A.* The effect of petroleum hydrocarbons on marine organisms at the molecular level. *Izvestiia TINRO*. TINRO News. 2007, 148: 1–15. [In Russian].
13. *Lehtonen K., Leiniö S., Schneider R., Leivuori M.* Biomarkers of pollution effects on bivalves *Mytilus edulis* and *Macoma balthica* collected on the southern coast of Finland (Baltic sea). *Mar Ecol Prog.* 2006, 322: 155–168.
14. *Patin S.A. Neftianye razlivy i ikh vozeistvie na morskuiu sredu i bioresursy*. Oil spills and their impact on the marine environment and bioresources. Moscow: VNIRO, 2008: 510 p. [In Russian].
15. *Mironov O.G. Vzaimodeistvie morskikh organizmov s neftiannymi uglerodami*. Interaction of marine organisms with petroleum hydrocarbons. Leningrad: *Gidrometeoizdat*, 1985: 176 p. [In Russian].
16. *Mironov O.G.* Flows of petroleum hydrocarbons through Maritime organization. *Morskoi ekologicheskii zhurnal*. Marine environmental journal. 2006, 2 (5): 5–14. [In Russian].
17. *Warmer H., van Dokkum R.* Water pollution control in the Netherlands. Policy and practice 2001. Lelystad: RIZA report, 2002: 77 p.
18. *Andrianov V.V., Lebedev A.A., Neverova N.V., Lukin L.R., Vorob'eva T.Ia., Sobko E.I., Kobelev E.A., Lisitsyna T.Iu., Samokhina L.A., Klimov S.I.* Long-term consequences of oil spill in the southern part of the Onega Bay of the White sea. *Biologiya moria*. Marine biology. 2016, 3 (42):169–178. [In Russian].
19. *GOST 10585-2013 Topливо neftiannoe. Mazut. Tekhnicheskie usloviia*. Fuel oil. Masut. Technical conditions Moscow: *Standartinform*, 2004: 10 p. [In Russian].
20. *Nemirovskaia I.A. Neft' v okeane (zagriznenie i prirodnye potoki)*. Oil in the ocean (pollution and natural flows). Moscow: *Nauchnyi mir*, 2013: 432 p. [In Russian].
21. *Warnock A.M., Hagen S.C., Passeri, D.L.* Marine Tar Residues: a Review. *Water, Air and Soil Pollut.* 2015, 226: 68–75. doi: <https://doi.org/10.1007/s11270-015-2298-5>.
22. *Tunnell J.W.* An expert opinion of when the Gulf of Mexico will return to pre-spill harvest status following the BP Deepwater Horizon MC 252 oil spill. Available at: <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/50> (accessed 20.11.2019).

23. Bernabe A.M., Fernandez-Fernandez S., Bouchett F., Rey D., Arcos A., Bayona J.M., Albaiges J. Recurrent arrival of oil to Galician coast: The final step of the Prestige deep oil spill. *Journal of Hazardous Materials*. 2013, 250: 82–90.
24. Andrianov V.V., Lebedev A.A., Neverova N.V., Lisitsyna T.Iu. *Issledovaniia belukhi (Delphinapterus leucas) izuzhnogo stada Belogo moria v ekologicheskom i evoliutsionnom aspektakh*. Studies of Beluga whales (*Delphinapterus leucas*) of the southern White sea herd in ecological and evolutionary aspects. Environmental problems of the Azov-B|lack sea region and integrated management of biological resources: proceedings of the V scientific and practical youth conference. Sevastopol', 2018: 73–77. [In Russian].
25. Lebedev A.A., Lukin L.R., Andrianov V.V. *Rezul'taty izucheniia protsessa samoochishcheniia ot nefteproduktov vod Onezhskogo zaliva Belogo moria. (Prirodnye resursy i kompleksnoe osvoenie pribrezhnykh raionov Arkticheskoi zony)*. The results of the study of the process of self-purification from oil waters of the Onega Bay of the White sea. Natural resources and integrated coastal development in the Arctic. Arkhangelsk, 2016: 271–277. [In Russian].
26. Peterson C.H., Rice S.D., Short J.W., Esle D., Bodkin J.L., Ballache B.E., Irons D.B. Long-term ecosystem response to the Exxon Valdez oil spill. *Science*. 2003, 302 (5653): 2082–2086.
27. Barron M.G. Ecological impacts of the Deepwater Horizon oil spill: implications for immunotoxicity. *Toxicologic Pathology*. 2012, 40 (2): 315–320.
28. Neff J.M., Ostazeski S., Gardiner W., Stejskal I. Effects of weathering on the toxicity of three offshore Australian crude oils and a diesel fuel to marine animals. *Environmental Toxicology and Chemistry*. 2000, 19 (7): 1809–1821.

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ИВАНОВИЧА ДАНИЛОВА



29 ноября 2019 года после тяжелой, продолжительной болезни скончался советник директора ААНИИ, член редколлегии журнала «Проблемы Арктики и Антарктики» Александр Иванович Данилов.

Александр Иванович родился в 1949 году в городе Болохово Тульской области. В 1972 г. окончил океанологический факультет Ленинградского гидрометеорологического института по специальности «океанология». Трудовую деятельность начинал инженером-океанологом на научно-исследовательских судах погоды Базы экспедиционного флота в г. Одессе (в будущем — одесский филиал ГОИНа).

В ААНИИ работал с 1974 г., сначала в отделе Полярного эксперимента (ПОЛЭКС), затем в отделе взаимодействия океана и атмосферы. С 1993 по 2016 г. был заместителем директора по научной работе, позже — советником директора ААНИИ. Кандидат физико-математических наук, автор более 100 научных работ по проблемам полярных областей Мирового океана.

В 1970–1980 гг. — один из активных участников советских исследований Южного океана в рамках национальной программы «ПОЛЭКС-Юг» и международных программ. В 1990–1992 гг. научный руководитель проекта советско-американской антарктической дрейфующей станции «Уэдделл-1». Под его руководством в 1990-х гг. была разработана научно-техническая программа «Комплексные исследования природной среды Антарктики» («Антарктическая программа России»), которая была затем включена в ФЦП «Мировой океан» как подпрограмма «Изучение и исследования Антарктики». А.И. Данилов являлся ее координатором и руководителем ряда проектов.

В 1990-е гг. внес большой вклад в становление и развитие деятельности ААНИИ как Государственного научного центра РФ, что способствовало сохранению научного потенциала института в кризисный период российской науки. Руководил Программой работ ГНЦ РФ ААНИИ.

Активно развивал в институте работы по информационному обеспечению проектирования морских сооружений для ледовых условий, что способствовало успешному выполнению работ ААНИИ в крупных российских арктических проектах — «Приразломное НМ», «Штокмановское ГКМ», «Варандейский отгрузочный терминал» и др.

В 2002–2010 гг. был одним из организаторов российских работ в рамках Международного полярного года 2007/08 (МПГ). Возглавлял работы по созданию российских программ и планов МПГ, участвовал в их выполнении. Являлся руководителем Научно-информационного аналитического центра МПГ, главным редактором информационного бюллетеня «Новости МПГ 2007/08», а затем главным редактором информационно-аналитического сборника «Российские полярные исследования».

Руководил крупными междисциплинарными межведомственными проектами и различными программами. В 2014–2016 гг. возглавлял проект «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген

и в Западной Арктической зоне РФ», в рамках которого разработаны аппаратно-программные комплексы обнаружения и прогнозирования природных угроз (лед, айсберги, климат, атмосфера и океан, загрязнение, сейсмический режим и опасные геодинамические явления).

А.И. Данилов являлся членом Научно-экспертного совета Морской коллегии при Правительстве РФ и ряда других советов и комитетов.

Награжден орденом «За морские заслуги», медалью «300 лет Российскому флоту», нагрудным знаком «Почетный работник гидрометеорологической службы России», почетными грамотами Правительства РФ, Роснауки, Комитета по науке и высшей школе администрации Санкт-Петербурга, Росгидромета. Заслуженный метеоролог Российской Федерации. Лауреат премии Правительства РФ в области науки и техники, дважды лауреат ведомственной премии Росгидромета имени Ю.М. Шокальского и Е.И. Толстикова — за исследования в области морской метеорологии и океанографии.

Александр Иванович был исключительно честным, доброжелательным и открытым человеком. У него всегда можно было найти поддержку и помощь, и не только в профессиональных вопросах. Все эти качества снискали Александру Ивановичу глубокую признательность, искреннее уважение и любовь друзей, ближайших коллег и многих сотрудников института.

Светлая память об Александре Ивановиче сохранится в наших сердцах.

Редколлегия журнала

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

Журнал рассматривает для публикации научные статьи по основным направлениям исследований в полярных областях Земли: океанологии, физике атмосферы и гидросферы, метеорологии и климатологии, гидрологии суши и гидрохимии, гляциологии и криологии, геоморфологии и эволюционной географии, ледотехнике, геологии и геофизике. Также представляют интерес работы по экологии, биоценологии и биогеографии, социальной географии и социальной антропологии, исследующих изменения в полярных регионах.

В издании публикуются новые результаты научных исследований, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры (по заказу редакции), критические статьи, очерки по истории полярных исследований и краткие сообщения, посвященные памятным датам (по заказу редакции). Все статьи проходят двойное анонимное рецензирование.

Тексты статей должны быть на русском или английском языке. Автор(ы) статьи должны подтвердить, что эта статья ранее не была опубликована, а также не представлена для рассмотрения и публикации в другом журнале.

Все материалы представляются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста, рисунков (см. требования к рисункам) и файла 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. Текст набирается в формате Microsoft Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5. Страницы в статье нумеруются.

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; 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. 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).

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 можно поместить благодарность лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и необходимо указать источник финансовой поддержки, способствовавший выполнению этой работы (гранты фондов, программы и т.д.). Благодарности и ссылки на гранты или темы даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).

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/PSD, и в векторных — CDR (версии X6 и старше) или AI (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 подписуточных 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. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы набираются, как и текст, в формате Word шрифтом 9 пт. 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 набираются 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. Обращаем внимание на недопустимость включения в список литературы изданий, выпущенных без ISSN- или ISBN-кодов (этим часто грешат сборники материалов конференций (тезисы или доклады)).

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».

Редакция извещает авторов о возможной выборочной проверке присланных для публикации статей в системе «Антиплагиат».

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”». Он размещен на странице журнала по адресу: http://www.aari.ru/misc/publicat/req_pub_aanii_.pdf и обязателен для ознакомления при подготовке материалов статьи.

Подписано в печать 4.10.2019
Формат 70×100 1/16
Тираж 100

Печать цифровая
Печ. л. 7,75
Заказ №

Типография издательства Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29