

Вестник Российского фонда фундаментальных исследований

№ 2 (114) апрель–июнь 2022 года

Основан в 1994 году

Зарегистрирован Комитетом РФ по печати, рег. № 012620 от 03.06.1994

Сетевая версия зарегистрирована Роскомнадзором, рег. № ФС77-61404 от 10.04.2015

Учредитель

**Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Российский фонд фундаментальных исследований»**

Главный редактор В.Я. Панченко,
заместители главного редактора В.В. Квардаков и В.Н. Фридлянов

Редакционная коллегия:

В.П. Анаников, В.Б. Бетелин, К.Е. Дегтярев, И.Л. Еременко,
В.П. Кандидов, П.К. Кашкаров, В.П. Матвеев, Е.И. Моисеев,
А.С. Сигов, В.А. Ткачук, Р.В. Петров, И.Б. Федоров, Д.Р. Хохлов

Редакция:

Е.Б. Дубкова, И.А. Мосичева

Адрес редакции:

119334, г. Москва, Ленинский проспект, 32а

Тел.: (499) 995-16-05

e-mail: pressa@rfbr.ru



Russian Foundation for Basic Research Journal

N 2 (114) April–June 2022

Founded in 1994

Registered by the Committee of the Russian Federation for Printed Media, 012620 of 03.06.1994 (print)

Registered by the Roskomnadzor FS77-61404 of 10.04.2015 (online)

The Founder
Federal State Institution
“Russian Foundation for Basic Research”

Editor-in-Chief V. Panchenko,
Deputy chief editors V. Kvardakov and V. Fridlyanov

Editorial Board:

V. Ananikov, V. Betelin, K. Degtyarev, I. Eremenko,
V. Kandidov, P. Kashkarov, V. Matveenko, E. Moiseev,
A. Sigov, V. Tkachuk, R. Petrov, I. Fedorov, D. Khokhlov

Editorial staff:

E. Dubkova, I. Mosicheva

Editorial Address:

32a, Leninskiy Ave., Moscow, 119334, Russia
Tel.: (499) 995-16-05
e-mail: pressa@rfbr.ru

Предисловие



Уважаемые коллеги!

27 апреля 2022 г. Российскому фонду фундаментальных исследований исполнилось 30 лет.

За эти годы РФФИ поддержал более 200 тысяч научных проектов, в которых приняли участие более 400 тысяч российских ученых. По результатам проектов опубликовано свыше 500 тысяч научных работ.

Конкурсная политика Фонда развивалась в соответствии с тенденциями в науке. Если на первом этапе истории Фонда проходило разделение и сужение поддерживаемых научных направлений, то на втором – их конвергенция, при этом размер грантов увеличивался. Наряду с традиционными конкурсами по направлениям классификатора стали развиваться междисциплинарные конкурсные программы по актуальным тематикам, формируемым научным и экспертным сообществом, включая программы на стыке естественных и гуманитарных наук. Так, за последние 15 лет было реализовано более 150 междисциплинарных конкурсных программ, в каждой из которых получали поддержку десятки проектов. Тем самым Фонд оперативно реагировал на глобальные вызовы, запросы общества и экономики, приоритеты Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации, поручения руководства страны, внес значительный вклад в формирование тематик федеральных научно-технических программ, научно-образовательных центров мирового уровня.

Настоящий выпуск журнала посвящен важным междисциплинарным проблемам Мирового океана, который во многом формирует климат на Земле. В исследованиях приняли участие океанологи, биологи, микробиологи, физики, химики, специалисты по математическому моделированию, искусственному интеллекту.

Значительны тридцатилетняя история и география международного сотрудничества Фонда. РФФИ становился соорганизатором крупных международных научных мероприятий, идеологом и проводником идей научной дипломатии, достойным представителем России в международных научных советах и организациях, председательствовал в Глобальном исследовательском совете.

Весомым вкладом в сокровищницу отечественной науки стала конкурсная издательская программа РФФИ. За 30 лет поддержано издание более 13 тысяч книг и монографий по естественным и гуманитарным наукам.

РФФИ отнесен Правительством России к наиболее значимым учреждениям науки, был пионером в сфере внедрения цифровых технологий в организацию конкурсной деятельности, создателем уникальной информационно-аналитической системы КИАС. Фонд успешно выполняет функции единого оператора национальной и централизованной подписки на научные информационные ресурсы.

Уважаемые коллеги! В настоящее время начинается новый этап истории нашей организации, и мы уверенно смотрим в будущее. Желаю вам крепкого здоровья, творческих успехов и ярких научных результатов на благо нашей великой Родины!

*В.Я. Панченко,
академик, председатель Совета РФФИ*

«Вестник РФФИ»

№ 2 (114) апрель-июнь 2022 года

КОЛОНКА ТЕМАТИЧЕСКОГО РЕДАКТОРА

О редакторе тематического блока академике, профессоре С.А. Добролюбове.....	6
Аннотация тематического блока	8
<i>С.А. Добролюбов</i>	

ТЕМАТИЧЕСКИЙ БЛОК:
ДЕСЯТИЛЕТИЕ НАУК ОБ ОКЕАНЕ В ИНТЕРЕСАХ УСТОЙЧИВОГО
РАЗВИТИЯ (2021–2030 ГОДЫ)

Десятилетие ООН наук об Океане и фундаментальные задачи российской океанографии	13
<i>С.М.Шаповалов</i>	
Современные океанографические исследования ААНИИ в Арктике и их основные результаты.	20
<i>И.М. Ашик, Е.В. Блошкина, М.С. Махотин, И.Е. Фролов</i>	
Глобальная ветротермохалинная циркуляция Океана	30
<i>Р.Ю. Тараканов</i>	
Новые механизмы Полярного усиления, инициированные сокращением арктического морского льда	40
<i>В.В. Иванов</i>	
Изменения в содержании пресной воды в Арктическом бассейне, сокращение морского ледяного покрова и потепление в Арктике.	51
<i>Г.В. Алексеев, А.В. Смирнов, А.В. Пнюшков, А.Е. Вязилова, М.Ю. Кулаков, Н.И. Глок, Н.Е. Харланенкова</i>	
Исследование ледовых процессов в Арктике для разработки моделей и методов прогнозирования ледовых условий, необходимых для обеспечения судоходства в акватории Северного морского пути	67
<i>Е.У. Миронов, С.В. Клячкин, А.В. Юлин, Р.И. Май, Е.А. Павлова</i>	
Экстремальные колебания уровня в морях российской Арктики в условиях глобального изменения климата	84
<i>И.П. Медведев, М.Е. Куликов, Е.А. Куликов, А.Ю. Медведева, О.И. Яковенко, Д.А. Смирнова</i>	
Оценка состояния и изменения эколого-социоэкономической системы Белого моря и водосбора	102
<i>Н.Н.Филатов, О.Н. Бахмет, П.В. Дружинин, В.В. Менишуткин, Л.Е. Назарова</i>	
Реконструкция поступления и миграции ¹³⁷ Cs и ⁹⁰ Sr в экосистеме Баренцева моря.	119
<i>Г.Г. Матишов, И.С. Усягина, Г.В. Ильин</i>	

"RFBR Journal"**№ 2 (114) April–June 2022****THEMED ISSUE EDITOR'S COLUMN**

About the Editor of the Themed Section RAS Academician Professor S.A. Dobrolyubov	6
Abstract of the Themed Section	10
<i>S.A. Dobrolyubov</i>	

**THEMED SECTION:
UNITED NATIONS DECADE OF OCEAN SCIENCES
FOR SUSTAINABLE DEVELOPMENT (2021 to 2030)**

UN Ocean Decade of Ocean Sciences and Fundamental Challenges of Russian Oceanography	13
<i>S.M. Shapovalov</i>	
AARI Modern Oceanographic Researches in the Arctic and Their Main Results	20
<i>I.M. Ashik, E.V. Bloshkina, M.S. Makhotin, <u>I.E. Frolov</u></i>	
Global Ocean Windthermohaline Circulation	30
<i>R.Yu. Tarakanov</i>	
New Mechanisms of Polar Amplification Triggered by the Arctic Sea Ice Loss	40
<i>V.V. Ivanov</i>	
Changes in Freshwater Content in the Arctic Basin, Sea Ice Cover Reduction and Warming in the Arctic	51
<i>G.V. Alekseev, A.V. Smirnov, A.V. Pnyushkov, A.E. Vyazilova, M.Yu. Kulakov, N.I. Glok, N.E. Kharlanenkova</i>	
Studies of Ice Processes in the Arctic for the Developing the Forecasting Ice Conditions Models and Methods Necessary for Navigation Support in the North Sea Route Area	67
<i>Ye.U. Mironov, S.V. Klyachkin, A.V. Yulin, R.I. May, E.A. Pavlova</i>	
Extreme Level Fluctuations in the Seas of the Russian Arctic in the Context of Global Climate Change.	84
<i>I.P. Medvedev, M.E. Kulikov, <u>E.A. Kulikov</u>, A.Yu. Medvedeva, O.I. Yakovenko, D.A. Smirnova</i>	
Assessment of the Current State and Changes of Ecological-Socio-Economic Systems of White Sea and Watershed.	102
<i>N.N. Filatov, O.N. Bakhmet, P.V. Druzhinin, V.V. Menshutkin, L.E. Nazarova</i>	
Reconstruction of the Arrival and Migration of ¹³⁷ Cs and ⁹⁰ Sr in the Ecosystem of the Barents Sea.	119
<i>G.G. Matishov, I.S. Usyagina, G.V. Ilyin</i>	

A portrait of a middle-aged man with grey hair, wearing a dark suit, light purple shirt, and a striped tie. He is smiling slightly and looking towards the camera. A small circular pin is visible on his lapel.

- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> • Декан географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (МГУ) • Заведующий кафедрой океанологии географического факультета МГУ • Председатель Ученого Совета географического факультета МГУ • Председатель Специализированного диссертационного Совета по гидрометеорологическим специальностям при МГУ • Главный редактор журнала «Вестник Московского университета. Серия 5, География» • Председатель Секции по наукам об атмосфере, океанологии и географии Экспертного совета РФФИ • Председатель секции Совета Программы Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ и молодых ученых • Заместитель председателя Ученого Совета и председатель Экспертного Совета Русского географического общества | <ul style="list-style-type: none"> • Dean of the Faculty of Geography of the Lomonosov Moscow State University (MSU) • Head of the Department of Oceanology, Faculty of Geography, MSU • Chairman of the Academic Council of the Faculty of Geography, MSU • Chairman of the Specialized Dissertation Council for Hydrometeorological Specialties of MSU • Editor-in-Chief of the "Bulletin of the Moscow University. Ser. 5, Geography" journal • Chairman of the Section on Atmospheric Sciences, Oceanology and Geography of the RFBR Expert Council • Chairman of the Council section of the Program of the President of Russian Federation to support leading scientific schools and young scientists • Deputy Chairman of the Academic Council and Chairman of the Expert Council of the Russian Geographical Society |
|--|---|

- *Chairman of the Earth Sciences Section of the Presidential Grants Council for Young Scientists*

Honours and awards

- Order “For Merit for the Motherland”, 1st class (2019)
- Order “For Merit for the Motherland”, 2nd class (2000)

бальном гидрологическом цикле и переносе тепла». В 1998 он получил звание профессора.

С.А. Добролюбов участвовал в более чем десяти океанских экспедициях в рамках международных программ исследования океана и климата. Сферами его научных исследований являются: глобальная циркуляция океана, пресноводный баланс, меридиональный перенос тепла, роль океана в колебаниях климата, водные массы океанов.

В 2006 г. С.А. Добролюбов был избран членом-корреспондентом РАН по специальности «Гидрометеорология». В 2022 г. избран академиком РАН по специальности «океанология, водные ресурсы».

Hydrological Cycle and Heat Transfer". In 1998 he received the academic rank of professor.

S.A. Dobrolyubov had participated in more than ten oceanic expeditions within the framework of international ocean and climate research programs. The areas of his scientific research include: global circulation of the Ocean, freshwater balance, meridional heat transfer, the role of the Ocean in climate fluctuations, water masses of the oceans. In 2006 S.A. Dobrolyubov was elected a Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences by specialty “Hydrometeorology.” In 2022 he was elected an Academician of the Russian Academy of Sciences by specialty “Oceanology, Water Resources”.

С.А. Добролюбов

В статье В.В.Иванова «Новые механизмы Полярного усиления, инициированные сокращением арктического морского льда» рассмотрены два новых механизма положительных обратных связей, влияющих на Полярное усиление, определяющее повышение приземной температуры в Арктике в последние десятилетия. Делается прогноз о дальнейшем сокращении площади арктического морского льда, что, в свою очередь, может привести к росту глубины конвективного перемешивания вдоль траектории поступления из Атлантиче-

ского океана теплых и соленых вод вплоть до возможности круглогодично безледного режима.

Статья Г.В. Алексеева, А.В. Смирнова, А.В. Пнюшкова, А.Е. Вязиловой, М.Ю. Кулакова, Н.И. Глок и Н.Е. Харланенковой «Изменения в содержании пресной воды в Арктическом бассейне, сокращение морского ледяного покрова и потепление в Арктике» посвящена изменению содержания и притока пресной воды в верхний слой Арктического бассейна с 1950-х по 2010-е гг. Показана временная и пространственная динамика содержания пресной воды и ее зависимость от континентального стока и вклада таяния морского льда. Установлена связь с изменением климатических параметров за период исследований и оценена корреляционная связь между рядами параметров атмосферы и океана.

В статье Е.У. Миронова, С.В. Клячкина, А.В. Юлина, Р.И. Мая и Е.А. Павловой «Исследование ледовых процессов в Арктике для разработки моделей и методов прогнозирования ледовых условий, необходимых для обеспечения судоходства в акватории Северного морского пути» представлена усовершенствованная математическая модель эволюции ледяного покрова и разработанный на ее основе метод краткосрочного ледового прогноза для всех российских арктических морей.

Статья И.П. Медведева, М.Е. Куликова, Е.А. Куликова, А.Ю. Медведевой, О.И. Яковенко и Д.А. Смирновой «Экстремальные колебания уровня в морях российской Арктики в условиях глобального изменения климата» представляет результаты детальных исследований колебаний уровня российских арктических морей и результаты моделирования колебаний уровня моря с 1980 по 2000 гг. Численно оценены возможные значения штормовых нагонов различной повторяемости (20, 50 и 100 лет); дана географиче-

ская привязка максимальных значений штормовых нагонов.

В статье Н.Н. Филатова, О.Н. Бахмет, П.В. Дружинина, В.В. Меншуткина и Л.Е. Назаровой «Оценка состояния и изменения эколого-социоэкономической системы Белого моря и водосбора» на основе предложенной эколого-социоэкономической модели оценивается влияние климатических изменений на социо-экономику региона Белого моря. Предложены три группы возможных сценариев социо-эколого-экономического развития Беломорья, проанализировано влияние потепления климата и экономических факторов на различные сектора хозяйства и уровень жизни населения.

В статье Г.Г. Матишова, И.С. Усягиной и Г.В. Ильина «Реконструкция поступления и миграции ^{137}Cs и ^{90}Sr в экосистеме Баренцева моря» представлена реконструкция динамики загрязнения цезием-137 и стронцием-90 компонентов морской экосистемы в Баренцевом море. Выяснено, что в современном балансе более 90% потока этих изотопов относится к трансграничному переносу из Норвежского моря и выводится через северные и северо-восточные его границы. Подавляющая часть радиоизотопов циркулирует в водной массе, небольшая часть ^{137}Cs аккумуляруется в донных отложениях.

В дополнение к фундаментальному значению представленных результатов, в этих исследованиях содержится и значительный прикладной потенциал. Так, данные экспедиционных исследований, описанные И.М. Ашиком с соавт. (проекты РФФИ 14-05-00039, 18-05-60107, 18-05-60048), легли в основу созданного Атласа приливных течений в Арктическом бассейне и внесли значительный вклад в восстановление программы государственного мониторинга загрязнения и состояния природной среды российских арктических морей. Заключение В.В. Иванова (проекты РФФИ 15-15-20067, 15-29-06993, 17-05-00558, 17-05-41197, 18-05-60083) уточняют возможные сценарии изменения условий в Арктическом бассейне в зависимости от сценарных изменений климата. Анализ, проведенный Г.А. Алексеевым и др. (проект РФФИ 18-05-60107), уточняет результаты используемых на сегодняшний день глобальных моделей климата. Разработанные Е.У. Мироновым с соавт. (проект РФФИ 18-05-60109) методы долгосрочного и краткосрочного прогнозирования типов ледовых условий внедрены в Администрацию Северного морского пути и используются для выдачи разрешений на плавание судов. Результаты изучения повторяемости экстремальных неперiodических колебаний уровня моря И.П. Медведевым и др. (проекты РФФИ 18-05-60250 и 20-35-90096) крайне важны для строительства

пользовании ресурсного потенциа-
ла Баренцева моря.

Представленные результаты, несомненно, являются важной составной частью деятельности по достижению результатов, ожидаемых от Десятилетия наук об Океане в интересах устойчивого развития.

S.A. Dobrolyubov

which the presented research results are devoted with the support of the Foundation.

The article by I.M. Ashik, E.V. Bloshkina, M.S. Makhotin and I.E. Frolov “AARI *Modern Oceanographic Researches in the Arctic and Their Main Results*” presents the research activities of the Arctic and Antarctic Research Institute in the Arctic Ocean Basin since the International Polar Year 2007/08. Expeditionary observations carried out in the Barents, Kara, Chukchi Seas, the Laptev Sea and the Arctic Basin are highlighted. An anomalous state of the thermohaline state of the Russian Arctic seas and the Atlantic water mass was revealed, with a recorded maximum in the entire history of observations in 2019.

- An overview of the studies of the Global Ocean Conveyor Belt (GOCB) is provided in the article by R.Yu. Tarakanov “*Global Ocean Windthermohaline Circulation*”. It is indicated that GOCB is a part of the Global Ocean Windthermohaline Circulation, on one hand determined by the configuration of the continents, on the other – each component of which is necessary for the formation of the GOCB in its recent form.

In the article by V.V. Ivanov “*New Mechanisms of Polar Amplification Triggered by the Arctic Sea Ice Loss*”, two new positive feedback mechanisms are considered that affect the Polar Amplification. The latter determines the increase in surface

temperature in the Arctic in recent decades. A forecast is made for a further reduction of the Arctic sea ice extent, which, in turn, can lead to an increase in the depth of convective mixing along the trajectory of warm and salty waters from the Atlantic Ocean, up to the possibility of an all-year-round ice-free regime.

The article *"Changes in Freshwater Content in the Arctic Basin, Sea Ice Cover Reduction and Warming in the Arctic"* (by G.V. Alekseev, A.V. Smirnov, A.V. Pnyushkov, A.E. Vyazilova, M.Yu. Kulakov, N.I. Glok and N.E. Kharlanenkova) is devoted to the changes in the content and inflow of fresh water into the upper layer of the Arctic Basin from the 1950s to the 2010s. The temporal and spatial dynamics of fresh water content and its dependence on the continental runoff and the contribution of sea ice melt are shown. A connection with the changes in the climatic parameters over the period of research has been established and a correlation between the series of parameters of the atmosphere and the ocean has been estimated.

In the article by E.U. Mironov, S.V. Klyachkin, A.V. Yulin, R.I. May and E.A. Pavlova *"Studies of Ice Processes in the Arctic for the Developing the Forecasting Ice Conditions Models and Methods Necessary for Navigation Support in the North Sea Route Area"* presents an improved mathematical model of ice cover evolution and a short-term ice forecast method developed on its basis for all the Russian Arctic seas.

The article authored by I.P. Medvedev, M.E. Kulikov, E.A. Kulikov, A.Yu. Medvedeva, O.I. Yakovenko and D.A. Smirnova *"Extreme Level Fluctuations in the Seas of the Russian Arctic in the Context of Global Climate Change"* presents the results of detailed studies of sea level fluctuations in the Russian Arctic and the results of modeling sea level fluctuations from 1980 to 2000. The possible ranges of storm surges of different frequency (once per 20, 50 or 100 years) are

numerically estimated, and the geographic reference for the maximum heights of storm surges is given.

The impact of climate change on the socio-economy of the White Sea region is estimated on the basis of the proposed ecological-socio-economic model in the article by N.N. Filatov, O.N. Bakhmet, P.V. Druzhinin, V.V. Menshutkin and L.E. Nazarova *"Assessment of the Current State and Changes of Ecological-Socio-Economic Systems of White Sea and Watershed"*. Three groups of possible scenarios for the socio-ecological and economic development of the White Sea region are proposed. The impact of the climate warming and the economic factors on various sectors of the economy and the standard of living of the population is analyzed.

In the article by G.G. Matishov, I.S. Usyagina and G.V. Ilyin *"Reconstruction of the Arrival and Migration of ^{137}Cs and ^{90}Sr in the Ecosystem of the Barents Sea"* a reconstruction of the dynamics of Caesium-137 and Strontium-90 pollution of the marine ecosystem components in the Barents Sea is presented. It is found that in the present-time pollution balance, more than 90% refers to the transboundary transport from the Norwegian Sea. It is discharged through the northern and northeastern borders of the Barents Sea. The majority of radioisotopes circulate in the water mass, with a small part of ^{137}Cs accumulating in the bottom sediments.

In addition to the fundamental significance of the presented results, they also contain significant applied potential. Thus, the data of expeditionary studies described by I.M. Ashik *et al.* (RFBR projects 14-05-00039, 18-05-60107, 18-05-60048) forms the basis for the published *Atlas of Tidal Currents in the Arctic Basin*. It also makes significant contribution to the restoration of the state program for monitoring the pollution and the conditions of the natural environment of Russian Arctic seas. Conclusions of V.V. Ivanov (RFBR projects 15-15-20067, 15-29-06993, 17-05-00558, 17-05-41197, 18-05-60083) clarify possible scenarios for changing conditions in the Arctic basin depending on then scenarios of climate change. The analysis carried out by G.A. Alekseev *et al.* (RFBR project 18-05-60107) refines the results of currently used global climate models. The models for long-term and short-term forecasting of the ice conditions types developed by E.U. Mironov *et al.* (RFBR project 18-05-60109) have been introduced into the Administration of the Northern Sea Route, the model forecasts are used to issue navigation permits for ships. Results of study of the frequency of the extreme non-periodic sea level fluctuations by I.P. Medvedev *et al.* (RFBR projects 18-05-60250 and 20-35-90096) are extremely important for the construction of coastal infrastructure, as well as for navigation in the Arctic. Prognostic assessments of possible changes under a different set of economic and natural conditions by

N.N. Filatov *et al.* (RFBR project 18-05-60296) can be used for the planning of White Sea region economic development. Estimates of radioactive contamination and its dynamics by G.G. Matishov *et al.* (RFBR project 18-05-60249) are important for use of the resource potential of the Barents Sea.

The presented results are clearly an important part of the efforts to achieve the results expected from the Decade of Ocean Sciences for Sustainable Development.

Десятилетие ООН наук об Океане и фундаментальные задачи российской океанографии

С.М. Шаповалов

Десятилетие Организации Объединенных Наций, посвященное науке об Океане в интересах устойчивого развития (2021–2030), провозглашено Генеральной ассамблеей ООН в 2017 г. по инициативе Межправительственной океанографической комиссии ЮНЕСКО и вступило в фазу реализации с января 2021 г. Основным девиз Десятилетия «Наука, которая нам нужна, для Океана, который мы хотим» основывается на семи социально значимых ожидаемых результатах, для достижения которых сформулированы десять приоритетных задач, делящихся на три группы: задачи, связанные с накоплением знаний и поиском практических решений, задачи, связанные с созданием базовой инфраструктуры и фундаментальные задачи. Несмотря на то, что в плане реализации Десятилетия наука об Океане рассматривается в самом широком смысле, включая естественнонаучные и социально-гуманитарные дисциплины, знания местного и коренного населения, научно-политическое и научно-инновационное взаимодействие, а также технологии и инфраструктуру, фундаментальные океанографические исследования имеют первостепенное значение для понимания и достижения практически всех семи ожидаемых результатов Десятилетия.

Ключевые слова: десятилетие, наука об океане, устойчивое развитие, фундаментальная океанография, Межправительственная океанографическая комиссия.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-20114).*

Введение

Идет второй год реализации Десятилетия Организации Объединенных Наций (далее Десятилетие), посвященного науке об Океане в интересах устойчивого развития (2021–2030). На основе программ и проектов, присылаемых в ответ на объявляемые Межправительственной океанографической комиссией (МОК) ЮНЕСКО призывы к действиям, формируется и начала выполняться общая программа Десятилетия. Представители Российской Федерации на первый призыв к действиям направили 11 заявок-проектов; все они были включены в общую программу.

Как же возникла идея проведения Десятилетия? Среди 17 целей устойчивого развития (ЦУР), принятых 70-й сессией Генеральной ассамблеи Организации Объединенных Наций (ГА ООН) 25 сентября

2015 г., в Повестке дня в области устойчивого развития на период до 2030 г. [1] особое место занимает ЦУР 14 «Сохранение и рациональное использование Океанов, морей и морских ресурсов в интересах устойчивого развития». Это объясняется, во-первых, тем, что вклад Мирового океана в мировую экономику по оценке Организации экономического сотрудничества и развития OECD [2] в 2010 г. составлял 1.5 трлн долларов США и по прогнозам должен вырасти к 2030 г. до 3 трлн долларов. Во-вторых, результаты первой глобальной комплексной оценки состояния морской среды [3] показали, что необходимы срочные действия в глобальном масштабе для защиты экосистемы Мирового океана от многочисленных нагрузок, с которыми она сталкивается. В связи с этим с 5 по 9 июня 2017 года в Нью-Йорке состоялась Конференция Организации Объединенных Наций высокого уровня по содействию ЦУР 14. Межправительственная океанографическая комиссия (МОК) ЮНЕСКО выступила на конференции с инициативой «Океан, который нам нужен, для будущего, которое мы хотим», ставшей результатом двухлетней подготовительной работы. ООН поддержала инициативу МОК, и в декабре 2017 г. ГА ООН приняла сводную



ШАПОВАЛОВ
Сергей Михайлович
Руководитель Научно-координационного океанологического центра
Институт океанологии
им. П.П. Ширшова РАН

резолуцию по Мировому океану и морскому праву [4], в которой провозгласила **«10-летний период, начинающийся 1 января 2021 года, Десятилетием Организации Объединенных Наций, посвященным науке об Океане в интересах устойчивого развития, которое будет проводиться в рамках существующих структур и имеющихся ресурсов».**

ГА ООН призвала МОК ЮНЕСКО подготовить план проведения этого Десятилетия. Руководящими структурами и секретариатом МОК в консультациях с государствами членами был подготовлен проект Дорожной карты Десятилетия, а затем и проект Плана проведения Десятилетия [5], который был рассмотрен и утвержден ГА ООН 31 декабря 2020 г. [6].

Главным мотивом провозглашения Десятилетия является содействие усилиям, направленным на то, чтобы обратить вспять процесс ухудшения состояния Мирового океана и создать благоприятные условия для устойчивого освоения Океанов, морей и прибрежных районов.

Это Десятилетие необходимо для того, чтобы побудить научное сообщество, граждан и органы, отвечающие за формирование политики, выйти за рамки традиционного мышления и добиваться реальных изменений, будь то объем производимой информации об Океане или подходы к сотрудничеству и партнерству в вопросах устойчивого освоения и охраны здоровья экосистем Океана.

В концепции Десятилетия «наука об Океане» представляет собой широкое направление научной деятельности: она охватывает естественнонаучные и социально-гуманитарные дисциплины, знания местного и коренного населения, научно-политическое и научно-инновационное взаимодействие, а также технологии и инфраструктуру.

План проведения: цели, задачи и ожидаемые результаты

В плане проведения отражены цели и ожидаемые результаты Десятилетия, а также задачи, которые необходимо решить для их достижения. Стратегическая цель – **создание востребованной науки в интересах Океана, который нам нужен.** Семь ожидаемых результатов Десятилетия носят широкий, всеобъемлющий характер. Среди них:

- чистый Океан с выявляемыми, купируемыми или устраняемыми источниками загрязнения;
- экологически благополучный и жизнеспособный Океан с изученными, восстановленными, охраняемыми и разумно используемыми морскими экосистемами;

- продуктивный Океан, способствующий устойчивому обеспечению продовольствием и стабильному развитию морского хозяйства;
- предсказуемый Океан для общества, которое осведомлено о происходящих в его состоянии изменениях и способно на них реагировать;
- безопасный Океан, рядом с которым жизнь людей и источники их дохода защищены от связанных с морской стихией бедствий;
- доступный Океан, предполагающий открытый и равный для всех доступ к данным, информации, технологиям и инновационным разработкам;
- вдохновляющий и влекущий к себе Океан, понимаемый и ценимый обществом в качестве источника благосостояния человека и фактора устойчивого развития.

Эти ожидаемые результаты охватывают все сферы взаимодействия человеческого сообщества с Мировым океаном.

На рис. 1 [5] показан многоэтапный, последовательный и циклический процесс организации работ по выполнению задач Десятилетия, который должен привести от Океана, который мы имеем, к Океану, который нам нужен и условно определяется семью ожидаемыми социально значимыми результатами.

Главная задача Десятилетия: **Принятие в сфере морской науки решений в интересах устойчивого развития, способных вызвать реальные изменения и сблизить человека с Океаном**

Работы условно разделяются на три этапа:

- 1) определение знаний, необходимых для устойчивого развития;
- 2) накопление данных, информации и знаний в целях формирования исчерпывающего



Рис. 1. Переход от «океана, который мы имеем», к «океану, который нам нужен» [5].

представления о Мировом океане, его компонентах и их взаимодействии;

- 3) использование полученных знаний и представлений об Океане для реализации практических решений в интересах устойчивого развития.

Понятно, что эти этапы носят циклический характер и могут перекрывать друг друга.

Наряду с главной задачей в плане проведения обозначены десять приоритетных задач, в которых сформулированы наиболее актуальные и неотложные проблемы, требующие решения для достижения ожидаемых результатов. Эти приоритетные задачи могут корректироваться в течение Десятилетия по мере их решения и в случае возникновения новых проблем дополняться новыми задачами.

Приоритетные задачи условно делятся на три группы, а именно: задачи, связанные с накоплением знаний и поиском практических решений; задачи, связанные с созданием базовой инфраструктуры; основополагающие задачи.

К первой группе относятся:

- понимание характера и учет наземных и морских источников вредных выбросов и загрязнения и их потенциального воздействия на здоровье человека и состояние морских экосистем, а также выработка практических решений по их устранению или купированию;
- понимание множественных факторов стрессового воздействия на морские экосистемы и выработка практических решений, которые обеспечат мониторинг состояния, сохранение, рациональное использование и восстановление экосистем и их биологического разнообразия в контексте изменения экологических, социальных и климатических условий;
- накопление знаний, поощрение инноваций и выработка практических решений в целях максимально эффективного использования Океана в качестве источника устойчивого продовольственного обеспечения населения планеты в контексте изменения экологических, социальных и климатических условий;
- накопление знаний, поощрение инноваций и выработка практических решений в целях содействия сбалансированному и устойчивому развитию экономики Мирового океана в контексте изменения экологических, социальных и климатических условий;
- углубление понимания взаимосвязи между Океаном и климатом, накопление знаний

и выработка практических решений в целях смягчения последствий изменения климата, адаптации и повышения устойчивости к ним во всех регионах и на всех уровнях, а также совершенствование океанографического обслуживания, в том числе прогнозов состояния Океана, климата и погоды.

Во второй группе:

- повышение эффективности служб раннего оповещения о множественных угрозах в отношении всех опасных явлений геофизического, экологического, биологического, погодного, климатического и антропогенного характера в Океане и прибрежных районах и первоочередное внимание обеспечению готовности населения и повышению устойчивости его жизнедеятельности;
- обеспечение устойчивого функционирования во всех бассейнах Мирового океана системы океанографических наблюдений, способной генерировать общедоступную, актуальную и пригодную для принятия практических мер информацию и данные;
- создание на основе многостороннего сотрудничества полноценной цифровой модели Мирового океана, в том числе динамической карты Океана, обеспечивающей возможность свободного и беспрепятственного изучения, выяснения и визуализации прежнего, нынешнего и будущего состояний Океана в интересующем заинтересованные стороны формате.

И, наконец, к третьей группе – группе основополагающих задач – относятся:

- обеспечение комплексного развития потенциала и равного доступа всех заинтересованных сторон к данным, информации, знаниям и технологиям во всех сферах морской науки;
- обеспечение понимания широкими слоями общества важных с точки зрения его благополучия, культуры и устойчивого развития многочисленных достоинств и функций Океана, а также выявление и решение проблем, препятствующих изменению стереотипов поведения, необходимому для последовательного изменения отношения человека к Океану.

Фундаментальная составляющая стоящих в Десятилетия задач

Конечно, такое деление задач на группы весьма условно. Очевидно, что «понимание характера и учет наземных и морских источников вредных выбросов и загрязнения и их потенциального воздействия на здоровье человека и состояние морских

экосистем...», «понимание множественных факторов стрессогенного воздействия на морские экосистемы...» и другие задачи требуют фундаментальных знаний о процессах в морской среде. То же относится и к ожидаемым результатам, перечисленным выше.

Как определить чистоту Океана? В морскую среду попадают огромные объемы различных видов загрязнения. Это и обычный бытовой мусор, и отходы промышленных предприятий. Большой вред наносят вредные вещества, выносимые стоками осадков и рек. Особое место в последние десятилетия занимают загрязнение пластиком и микропластиком, нефтяное загрязнение, накопление опасных химических соединений и тяжелых металлов, перенасыщение биогенными веществами, шумовое загрязнение и др. Большая часть загрязнений носит антропогенный характер. Вообще избежать загрязнений невозможно, но можно уменьшить их объемы и найти пути снижения отрицательного воздействия. Недостаточно просто констатировать наличие загрязнений в результате наблюдений и мониторинга. Требуется определить критерии их негативного воздействия на морскую среду и находящиеся в ней живые организмы. Для этого необходимы научные исследования фундаментального характера.

Примерно так же обстоит вопрос с экологически благополучным и жизнеспособным Океаном. Здесь к экологически опасной, ускоряющей процесс деградации морских экосистем хозяйственной деятельности человека в море и на суше, особенно в прибрежной зоне, добавляются последствия изменения климата, такие как закисление Океана и повышение его температуры. Для восстановления и защиты состояния морских и прибрежных экосистем, не истощающего их использования необходимо устранить наиболее значимые пробелы в научных

знаниях о них. Это также требует широкомасштабных фундаментальных исследований.

Широчайшее поле для фундаментальных работ представляет ожидаемый результат «предсказуемый Океан для общества, которое осведомлено о происходящих в его состоянии изменениях и способно на них реагировать». Изучение и особенно понимание ключевых факторов изменений, происходящих в Океане, включая его физические, химические и биологические параметры, а также взаимовлияния Океана с атмосферой и криосферой, имеют важнейшее значение, особенно в условиях меняющегося климата.

И, конечно же, ожидаемый результат «безопасный Океан, рядом с которым жизнь людей и источники их дохода защищены от связанных с морской стихией бедствий» требует глубоких фундаментальных исследований. Огромный урон как экономического, так и социального характера наносят человечеству опасные явления гидрометеорологического, геофизического, биологического характера, связанные с Океаном. Они оказывают разрушительное, нарастающее и подрывающее устойчивость воздействие на население, хозяйствующие субъекты, экосистемы и экономику прибрежных территорий. Частота и интенсивность таких явлений, обусловленных погодными и климатическими факторами, повышается в условиях изменения климата. Потенциальная опасность их возрастает. Для уменьшения потенциального краткосрочного и долгосрочного воздействия опасных явлений на прибрежные территории

и морскую среду требуется не только разработать механизмы и методы оценки и смягчения последствий основных угроз, меры адаптационного реагирования, но и создать соответствующие системы прогнозирования и предупреждения. Это представляет собой сложнейшую фундаментальную задачу, требующую решения.

Заключение

Десятилетие ООН, посвященное науке об Океане в интересах устойчивого развития, задачи которого кратко описаны в настоящей статье, направлено на то, чтобы человечество приложило все возможные усилия для предотвращения ухудшения экологического состояния Океана и могло продолжить использовать его ресурсы для удовлетворения постоянно растущих своих потребностей.

Несмотря на то, что в плане реализации Десятилетия [5] наука об Океане рассматривается в самом широком смысле: «она охватывает естественнонаучные и социально-гуманитарные дисциплины, знания местного и коренного населения, научно-политическое и научно-инновационное взаимодействие, а также технологии и инфраструктуру», фундаментальные исследования занимают в ней самое важное место.

Понятно, что фундаментальная океанография развивалась, развивается и будет развиваться независимо от того, в какое время и в рамках каких объявляемых событий это происходит. Однако Десятилетие – и это является одной из его важнейших задач – должно дать понять всему человеческому сообществу, как важны фундаментальные исследования Океана для его благополучия. Десятилетие целиком ориентировано на создание «востребованной науки». Любые заинтересованные стороны – представители деловых и промышленных кругов, структур власти, туристического бизнеса, морских видов спорта и отдыха, творческих и культурных сообществ и многие другие должны знать и понимать, для чего им нужны именно фундаментальные морские исследования, и сотрудничать с научным сообществом.

Литература

1. Преобразование нашего мира: Повестка дня в области устойчивого развития на период до 2030 года. Резолюция A/RES/70/1, Генеральная Ассамблея ООН, 25.09.2015. (<https://undocs.org/ru/A/RES/70/1>).
2. *The Ocean Economy in 2030*, FR, Paris, OECD Publishing, 2016. DOI: 10.1787/9789264251724-en.
3. Регулярный процесс глобального освещения и оценки состояния морской среды, включая социально-экономические аспекты. Раздел XII Резолюции A/RES/70/235 Мировой океан и морское право, Генеральная Ассамблея ООН, 23.12.2015. (<https://undocs.org/ru/A/RES/70/235>).
4. Морская наука. Раздел XI, п.292 Резолюции A/RES/72/73 Мировой океан и морское право, Генеральная Ассамблея ООН, 5.12.2017. (<https://undocs.org/ru/A/RES/72/73>).
5. *The United Nations Decade of Ocean Science for Sustainable Development (2021–2030) Implementation Plan (IOC Ocean Decade Series, 20)*, FR, Paris, UNESCO, 2021. (<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000376780/PDF/376780eng.pdf.multi>).
6. Морская наука. Раздел XI, п. 304 Резолюции A/RES/75/239 Мировой океан и морское право, Генеральная Ассамблея ООН, 31.12.2020. (<https://undocs.org/ru/A/RES/75/239>).

English |||

UN Ocean Decade of Ocean Sciences and Fundamental Challenges of Russian Oceanography*

Sergey M. Shapovalov

Head of the Center for Coordination
of Ocean Research
Shirshov Institute of Oceanology, RAS
36 Nakhimovsky Ave.,
Moscow, 117997, Russia
smshap@ocean.ru

Abstract

The United Nations Decade of Ocean Science for Sustainable Development (2021–2030) was proclaimed by the UN General Assembly in 2017 on the initiative of the Intergovernmental Oceanographic Commission of UNESCO and entered the implementation phase from January 2021. The main watchword of the Decade is “The Science We Need for the Ocean We Want”. It is based on seven socially significant outcomes. To achieve them, ten priority challenges have been identified. These challenges are divided into three groups: Knowledge and Solutions Challenges, Essential Infrastructure Challenges and Foundational Challenges. Although the Decade Implementation Plan considers Ocean Sciences in its broadest sense, including the nature sciences and social sciences and humanities, local and indigenous knowledge, science-policy and science-innovation interactions, and technology and infrastructure *etc.*, basic oceanographic research are of paramount importance for understanding and achieving virtually all seven Decade Outcomes.

Keywords: decade, Ocean science, sustainable development, fundamental oceanography, Intergovernmental Oceanographic Commission.

**The work was financially supported by RFBR (project 18-05-20114).*

Images & Tables



Fig. 1. Moving from the Ocean we have to the Ocean we want [5].

References

1. *Transforming our world: the 2030 Agenda for Sustainable Development. Resolution A/RES/70/1*, UN General Assembly, 25 September 2015. (<https://undocs.org/ru/A/RES/70/1>).
2. *The Ocean Economy in 2030*, FR, Paris, OECD Publishing, 2016. DOI: 10.1787/9789264251724-en.
3. *Regular Process for Global Reporting and Assessment of the State of the Marine Environment, including Socioeconomic Aspects. Section XII of Resolution A/RES/70/235 Oceans and the Law of the Sea*, UN General Assembly, 23 December 2015. (<https://undocs.org/ru/A/RES/70/235>).
4. *Marine Science, Section XI, par. 292 of Resolution A/RES/72/73 Oceans and the Law of the Sea*, UN General Assembly, 5 December 2017. (<https://undocs.org/ru/A/RES/72/73>).
5. *The United Nations Decade of Ocean Science for Sustainable Development (2021–2030) Implementation Plan (IOC Ocean Decade Series, 20)*, FR, Paris, UNESCO, 2021. (<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000376780/PDF/376780eng.pdf.multi>).
6. *Marine Science, Section XI, par. 304 of Resolution A/RES/75/239 Oceans and the Law of the Sea*, UN General Assembly, 31 December 2020. (<https://undocs.org/ru/A/RES/75/239>).

Современные океанографические исследования ААНИИ в Арктике и их основные результаты

И.М. Ашик, Е.В. Блошкина, М.С. Махотин, И.Е. Фролов

В статье кратко освещены основные результаты изучения вод Арктического бассейна Северного Ледовитого океана и арктических морей на протяжении периода, охватывающего последнее десятилетие. Приведены сведения о наиболее значительных экспедициях, проводившихся в высокоширотной Арктике после Международного полярного года 2007/08, и крупных обобщениях результатов наблюдений. Обращается внимание на сохранение и углубление тенденций в изменениях термохалинных условий на акватории морей высокоширотной Арктики.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, океанологические исследования, океанические водные массы, долгопериодные изменения термохалинных характеристик.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№14-05-00039, 18-05-60107 и 18-05-60048).*

Арктика для России является зоной особых экономических, геополитических и социальных интересов. Активное изучение и освоение Арктики, необходимость слежения за экологическим состоянием океана и особенно его прибрежных областей ставят в качестве главной текущей задачи организацию и осуществление мониторинга всей толщи Северного Ледовитого океана (СЛО) в реальном времени по комплексу метеорологических, ледовых, гидрофизических, геохимических, геофизических, биологических и др. параметров.

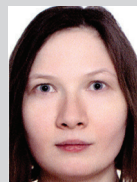
На протяжении последнего десятилетия мониторинг гидрологического режима СЛО выполнялся в рамках таких проектов, как дрейфующие станции «Северный полюс», «Арктический плавучий университет», российско-германская программа «Система моря Лаптевых» («ЛАПЭК/TRANSDRIFT»), российско-американская программа долговременного мониторинга состояния вод бассейнов Нансена и Амундсена («АВЛАП/NABOS»), работы по определению и обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГШК). Значительным событием в экспедиционных исследованиях СЛО

стал проект «Трансарктика-2019». Существенный вклад в понимание формирования и развития гидрологических процессов и явлений в локальных районах внесли такие программы как «Ямал – Арктика», изучение состояния вод внутренних фьордов Шпицбергена, наблюдения в проливе Шокальского, экспедиция «Арктика-2021» (рис. 1).

На протяжении многих лет дрейфующие станции «Северный полюс» являлись одним из основных источников информации о состоянии гидрометеорологических условий в высокоширотной Арктике. С конца 1950-х гг. до начала 1991 г. в Арктическом бассейне постоянно работала одна-две дрейфующие станции. К сожалению, меняющийся климат сыграл решающую роль в судьбе дрейфующих станций. Деграция ледяного покрова при-



АШИК
Игорь Михайлович
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



БЛОШКИНА
Екатерина
Владимировна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



МАХОТИН
Михаил Сергеевич
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ФРОЛОВ
Иван Евгеньевич
Член-корреспондент РАН,
профессор, научный руководитель
Арктического и антарктического
научно-исследовательского
института

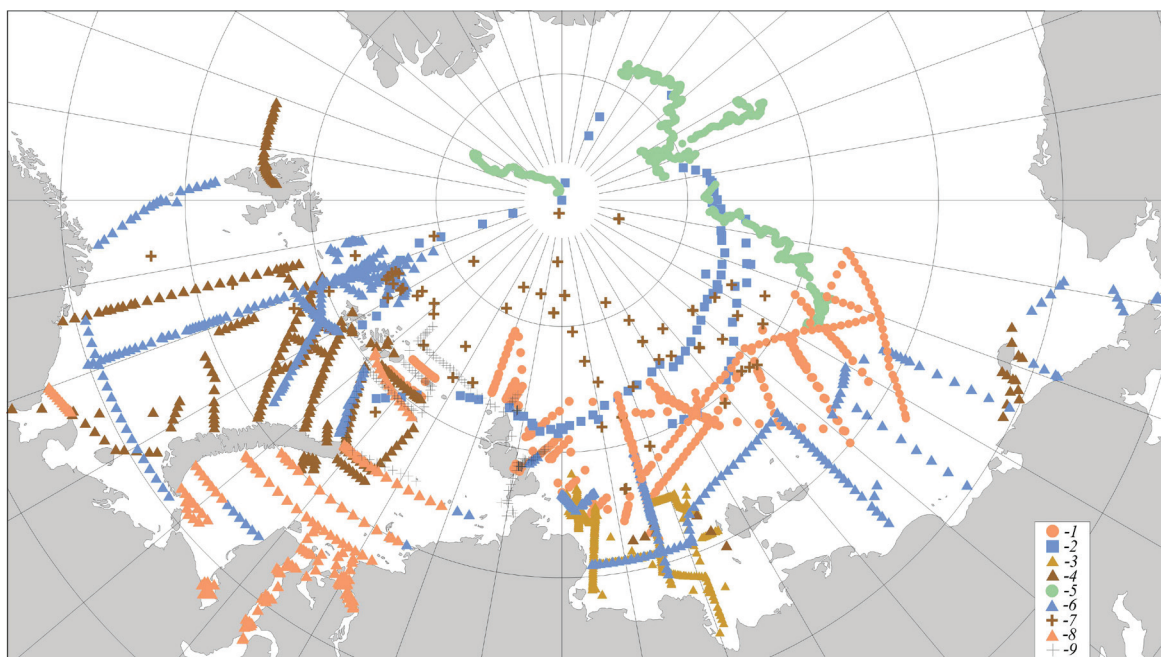


Рис. 1. Положение станций, выполненных в рамках различных экспедиций в Северном Ледовитом океане с 2011 г.: 1 – экспедиции «АВЛАП/NAVOS», 2 – экспедиции «Арктика», 3 – экспедиции «ЛАПЭК/TRANSDRIFT», 4 – экспедиции «Плавучий университет», 5 – экспедиции «СП», 6 – экспедиции «Трансарктика-2019», 7 – экспедиция «Шельф», 8 – экспедиция «Ямал-Арктика», 9 – экспедиция «Арктика-2021».

вела к непреодолимым трудностям в организации и работе этих станций. В июне 2013 г. завершила свой дрейф станция СП-40. Имущество, научное оборудование и личный состав станции были доставлены на мыс Баранова (остров Большевик, архипелага Северная Земля), где комплексное изучение Арктики продолжилось на научно-исследовательской ледовой базе «Мыс Баранова».

Прекращение наблюдений на дрейфующих станциях носит временный характер. Для продолжения и развития комплексных научных исследований в высоких широтах Северного Ледовитого океана ГНЦ РФ «ААНИИ» предложил реализовать инновационный проект по созданию плавучей ледостойкой самодвижущейся платформы – базы будущих дрейфующих научно-исследовательских станций «Северный полюс» – как форпоста российской науки в высоких широтах Арктики. Строительство ледостойкой самодвижущейся платформы (ЛСП) «Северный полюс» начато в 2018 г., в декабре 2021 г. она была спущена на воду, в сентябре 2022 г. планируется первый рейс.

Значительный вклад в исследования гидрологических условий Северного Ледовитого океана внесла российско-американская экспедиция «АВЛАП/NAVOS». Первый этап работ в рамках данного проекта проходил в период с 2002 г. по 2009 г. ААНИИ совместно с Международным арктическим научно-исследовательским центром (International Arctic Research Center, IARC, США) участвовал в программе долговременного мониторинга состояния вод бассейнов Нансена и Амундсена (Nansen Amundsen Basins Observation System – NAVOS). В русской транскрипции проект имел название «АВЛАП» (Атлантические Воды в море Лаптевых).

Наблюдения, выполненные экспедициями АВЛАП/NAVOS в 2002–2009 гг., оказались уникальными. На основе полученной информации удалось зафиксировать факт значительного потепления атлантических вод Евразийского суббассейна и установить пульсационный характер распространения тепловых волн от пролива Фрама в Арктическом бассейне (АБ) и выделить характеристики сезонного цикла в ряде ключевых районов. В 2013 г. работы в рамках проекта «АВЛАП/NAVOS» были возобновлены и продолжены экспедициями 2015 г., 2018 г. и 2021 г. Экспедиционные исследования были направлены на получение комплексной информации о состоянии природной системы в районе континентального склона Евразии и морей арктического шельфа, взаимодействии основных ее компонент и влиянии на формирование климатических изменений в северных полярных районах. В ходе экспе-

диции устанавливались притопленные буйковые станции, с помощью которых выполнялся сбор информации о пространственно-временных изменениях комплекса гидрофизических характеристик вод СЛО, были получены оценки параметров скоростей и направлений морских течений, их сезонной и межгодовой изменчивости, характеристик приливных течений и пр.

На протяжении многих лет исследования состояния вод моря Лаптевых осуществлялись в ходе экспедиций «ЛАПЭК/TRANSDRIFT» и «ПОЛЫНЬЯ/TRANSDRIFT», проводившихся в рамках совместного российско-германского проекта «Система моря Лаптевых». Главная цель проекта – изучение закономерностей формирования природных условий региона, изменений климатических условий в регионе моря Лаптевых и оценка их влияния на изменения природной среды в современную эпоху. Основные задачи морских экспедиционных исследований состояли в изучении влияния речного стока на гидрологические, ледовые, гидрохимические, геохимические, седиментационные и биологические процессы на акватории моря Лаптевых; исследовании внутригодовой изменчивости и взаимной связи этих процессов между собой. В ключевых районах моря Лаптевых использовались донные океанографические станции, оснащенные доплеровскими профилографами течений и донными CTD-измерителями, которые выставлялись на длительный период наблюдений.

В 2019 г. был реализован проект, который может стать примером и прообразом морских научных исследований ближайшего будущего – экспедиция «Трансарктика-2019». Целями экспедиции являлись выполнение комплексных научных исследований в высокоширотной Арктике; возобновление государственного мониторинга состояния и загрязнения российских арктических морей; организация сезонной дрейфующей станции «Северный полюс» нового типа «судно – лед» на НЭС «Академик Трешников», проведение на ней научных исследований и наблюдений; апробация новых приборов, отработка технологий и методов проведения научно-экспедиционных работ для последующего применения на строящейся ледостойкой самодвижущейся платформе «Северный полюс»; реализация образовательной компоненты программы «Трансарктика-2019» на НИС «Профессор Молчанов».

В августе-сентябре 2021 г. ААНИИ совместно с Центром океанографических исследований им. Гельмгольца (ГЕОМАР, г. Киль, Германия) и Швейцарским полярным институтом провели комплексную международную экспедицию

«Арктика-2021» (Arctic Century) на борту НЭС «Академик Трешников». Экспедиция была проведена при поддержке Швейцарского Полярного Фонда и лично шведского бизнесмена и мецената Фредерика Паулсена, являющегося участником и организатором многих экспедиций в Арктике, а также основателем издательства «Paulsen», специализирующегося на публикации книг об истории исследований полярных регионов Земли. Отличительной особенностью данной экспедиции являлось проведение комплексных исследований как морской среды, так и природной среды на арктических островах с привлечением большого количества ученых, представляющих разные научные направления из ведущих научно-исследовательских учреждений России, Швейцарии и Германии.

В рамках морской части экспедиции на акватории морей Баренцева, Карского и Лаптевых были проведены метеорологические, океанологические, гидрохимические, гидробиологические и палеоокеанологические наблюдения. На островах Грэм-Белл (архипелаг Земля Франца-Иосифа), Визе, Уединения, островах архипелага Северная Земля (Комсомолец, Пионер, Октябрьской Революции, Большевик) были проведены геоморфологические, биологические и палеогеографические наблюдения.

Исследования в Баренцевом море

Наблюдения в Баренцевом море были выполнены в ходе проведения экспедиций «Арктический плавучий университет» с 2012 по 2019 гг. на НИС «Профессор Молчанов» и «Трансарктика-2019. Этап 1» на НЭС «Академик Трешников». Исследования были направлены на изучении распространения и трансформации атлантических вод (АВ) в Баренцевом море, особенно в его наименее изученной северо-восточной части.

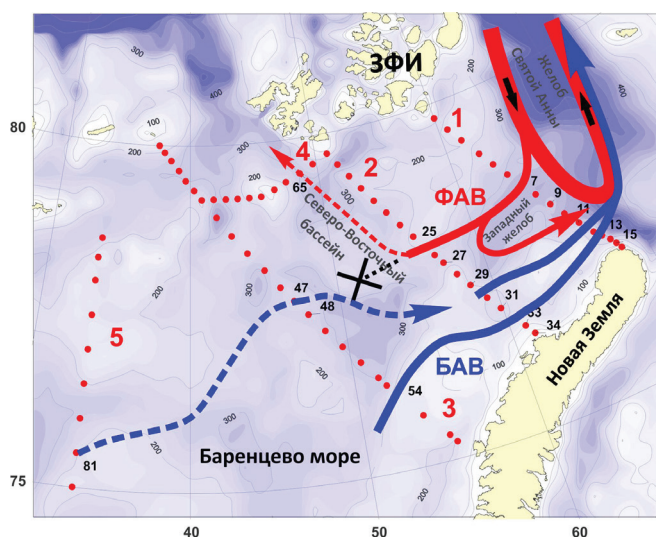


Рис. 2. Схема циркуляции атлантических вод (АВ) в северо-восточной части Баренцева моря. ФАВ – Фрамовская ветвь АВ, БАВ – Баренцевоморская ветвь АВ [1].

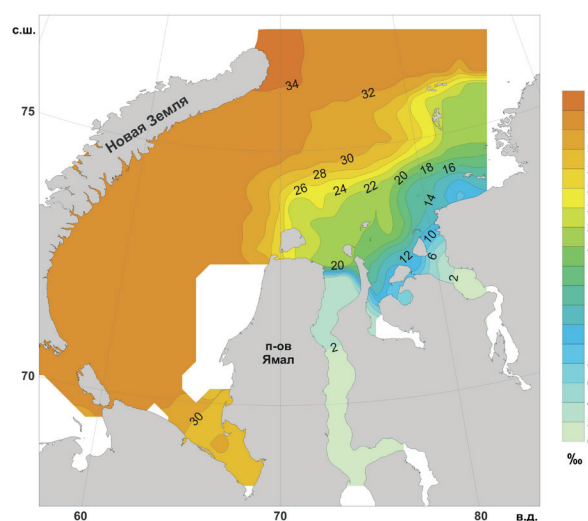


Рис. 3. Распределение поверхностной солености в Карском море по результатам экспедиции «Ямал-Арктика-2012» [2].

В результате исследований были подробно изучены пути распространения АВ в Баренцевом море и уточнена схема циркуляции в его северо-восточной части (рис. 2). Показано, что Фрамовская ветвь атлантических вод (ФАВ), затекающая в Западный желоб Баренцева моря из желоба Святой Анны, может проникать во внутреннюю акваторию Баренцева моря [1], что в процессе предыдущих исследований не наблюдалось. Уточнена схема распространения северной струи Баренцевоморской ветви атлантических вод (БАВ), распространяющейся по акватории моря в северо-восточном направлении и затекающей в Карское море.

Исследования в Карском море

Наблюдения на шельфе Карского моря были выполнены в ходе проведения экспедиций «Ямал-Арктика» в 2012 и 2013 гг. и экспедиции «Трансарктика-2019. Этап 4» на НИС «Профессор Мультановский».

Одной из основных целей исследований в Карском море являлось изучение распространения и взаимодействия морских и речных вод. Например, летом 2012 г. в Карском море было зафиксировано нетипичное смещение фронтальной

зоны между распресненными речными и морскими водами в восточном направлении (рис. 3). Обычно к концу летнего периода речные воды, как правило, распространяются от устья Оби и Енисея в северном направлении, достигая широты мыса Желания.

Наблюдаемое в летний период 2012 г. термохалинное состояние поверхностных вод Карского моря было обусловлено преобладанием ветров западного и северо-западного направлений в течение июня-августа, что привело к распространению распресненных и относительно более теплых воды речного происхождения на восток вдоль побережья и формированию значительной отрицательной аномалии солености в поверхностном слое. Центральная часть моря при этом оказалась в зоне формирования значительной положительной аномалии солености, максимальные значения которой достигали +5...+6 ‰ [2].

Исследования в море Лаптевых

Результаты наблюдений на буйковых станциях с 2007 по 2014 гг., полученных в экспедициях «ЛАПЭК/TRANSDRIFT», показали значительную межгодовую и сезонную изменчивость термохалинных характеристик в придонном слое шельфа моря Лаптевых [3–5]. В январе 2013 г. была зафиксирована аномально высокая температура в придонном слое (до +0.6 °C), причинами которой стала совокупность малой площади ледяного покрова в 2011–2012 гг. и сильно прогретого поверхностного слоя. По результатам измерений было показано, что зимой, когда акватория моря покрыта льдом, возможно существование придонного слоя с температурой,

значительно превышающей температуру замерзания, в течение нескольких месяцев [3].

В работе [6] по результатам измерений, полученных в малоизученном районе желоба Вилькицкого, было выполнено описание распределения температуры и солености для летних месяцев 2013 и 2014 гг. Так, поверхностный слой от 0 до 20 м характеризовался положительными значениями температуры, соленость увеличивалась от 20–27 ‰ до 30–32 ‰ с юга на север. Глубины более 100 м занимали воды с соленостью выше 34.5 ‰ и температурой ниже -1.5°C . Под ними были зафиксированы трансформированные атлантические воды (температура $-1...-0.5^{\circ}\text{C}$ и соленость выше 34.7 ‰), попадающие сюда из Баренцева моря через желоб Св. Анны.

Измерения течений на буйковых станциях показало наличие устойчивого потока направленного в сторону котловины Нансена со скоростью 0.2 м/с [6]. Шельфовые воды с температурой, близкой к температуре замерзания, и соленостью 34–35 ‰, целиком занимающие склон желоба, распространялись по направлению к Евразийскому суббассейну. Эти воды могут служить источником для слоя холодного галоклина в АВ, охлаждать АВ и вентилировать глубоководные слои АВ. Полученные результаты послужили поддержкой для модельных расчетов, выполненных для этого района в [7].

Исследования в Чукотском море

Согласно результатам наблюдений, выполненных в экспедиции «Трансарктика-2019. Этап 4» на НИС «Профессор Мультановский», поверхностная температура воды во всех российских арктических морях

в 2019 году превышала климатическую норму от $+1.4^{\circ}\text{C}$ в Восточно-Сибирском до $+4.1^{\circ}\text{C}$ в Чукотском морях. Так, в августе 2019 г. температура воды поверхностного слоя Чукотского моря составила 9.8°C (рис. 4). А максимальная положительная аномалия температуры воды была зафиксирована на глубине 25 м и составила 5.2°C [8].

Исследования в Арктическом бассейне

В результате экспедиций «АВЛАП/ NABOS» было обнаружено, что потоки тепла от АВ влияют на уменьшение ледяного покрова в восточном секторе Евразийского суббассейна, что сопровождалось исчезновением слоя холодного галоклина в зимние месяцы 2013–2015 гг. [9]. Ослабление стратификации, поднятие верхней границы АВ в сочетании с уменьшением площади морского льда позволили зимней конвекции достичь более глубоких слоев и привели к увеличению потока тепла от АВ к поверхности. Эта так называемая «атлантификация» позволила сделать вывод о переходе арктического климата к новому состоянию, в котором АВ увеличивают свою степень влияния на сезонный цикл ледотаяния и ледообразования, с тенденцией к еще большему сокращению площади ледяного покрова [9].

В зимние месяцы 2017/2018 гг. впервые за историю наблюдений на буйковых станциях, работающих с 2004 по 2018 гг. в рамках экспедиций «АВЛАП/ NABOS» и расположенных на континентальном склоне восточной части Евразийского суббассейна, было зафиксировано самое высокое положение верхней границы АВ – 80 м, при этом АВ располагалась сразу под однородным поверхностным слоем [10]. Полученные оценки потока тепла от АВ вверх показали значительное увеличение: от 3–4 Вт/м² зимой 2007/2008 гг. до >10 Вт/м² в зимние периоды 2016–2018 гг., что эквивалентно более чем

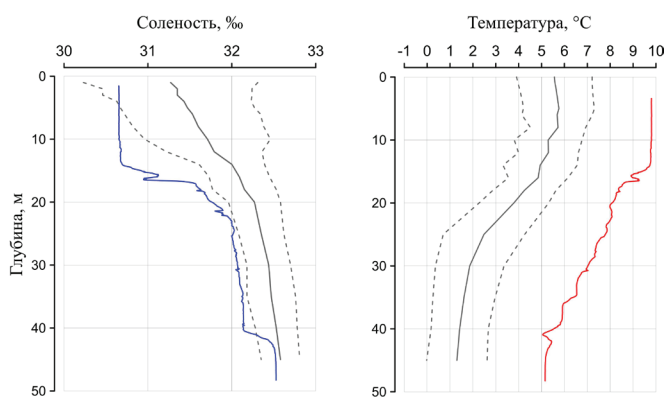


Рис. 4. Вертикальное распределение солености и температуры воды в центральной части Чукотского моря в августе 2019 г. Цветными кривыми показаны значения, полученные экспедицией «Трансарктика-2019. Этап 4». Серыми сплошной и пунктирными кривыми показаны средние значения и диапазон стандартных отклонений, рассчитанные в период 1950–2000 гг. с использованием базы данных термохалинных характеристик (БДТХ) ААНИИ [8].

двукратному сокращению нарастания льда зимой [11].

Данные с буйковых станций, полученные в экспедициях «АВЛАП/NAVOS-2013» и «АВЛАП/NAVOS-2015», были использованы для создания атласа приливных течений в Арктическом бассейне [12].

В результате анализа данных, полученных в экспедиции «ТРАНСАРКТИКА-2019. Этап I» было получено представление об особенностях распределения ФАВ и БАВ в районе исследования. Было установлено, что характер водообмена через желоб Франц-Виктории в зимне-весенний период принципиально отличается от установленного ранее по результатам летних и осенних наблюдений [13]. Для БАВ отличительной особенностью пространственной изменчивости являлось постоянство средней солёности при движении из центральной части Баренцева моря до его границы с Карским морем. Наблюдения на серии последовательных гидрологических разрезов в северо-восточной части Баренцева моря поставили под сомнение существующее представление о том, что трансформация БАВ в значительной степени обусловлена зимней конвекцией в открытом море [14].

Повышение температуры воды и уменьшение площади морского льда привели к смещению на север полярного фронта [15], который действует как естественный экологический барьер для распространения северных бореальных видов [16]. Эти изменения окружающей среды вызвали перестройку видового состава ихтиофауны за счет проникновения на север как бореальных, так и арктических сообществ, а также увеличения биомассы бореальных видов в арктической части Баренцева моря [17]. При этом изменения сообществ были зарегистрированы в Баренцевом море не только для ихтиофауны, но и для бентоса [18, 19], фитопланктона [20] и зоопланктона [21].

Такая быстрая бореализация может иметь серьезные последствия для структуры и функционирования Арктических экосистем, поскольку основные параметры развития бореальных видов и их жизненных циклов отличаются от таковых у арктических. Из-за своего разнообразного рациона проникающие в Арктику бореальные виды потенциально могут изменить структуру трофических сетей в Северном Ледовитом океане, увеличивая количество кормовых взаимодействий и взаимосвязь между бентосным и пелагическим компонентами экосистем [22].

Полученные результаты в экспедициях «Арктика-2018» и «Трансарктика-2019» могут подтверждать ранее высказанную гипотезу о прогнозируемом увеличении биомассы эвфаузиид в Арктике и переходе этой группы из состояния «псевдопопуляции» к активному размножению при дальнейшем увеличении теплосодержания АВ [23]. В 2018 г. в макропланктоне северо-западной части Восточно-Сибирского моря была отмечена крупная бореальная эвфаузиида *Meganyctiphanes norvegica*. Данный вид эвфаузиид до настоящего времени был отмечен лишь для района бассейна Нансена и его дальнейшее проникновение на восток может говорить о продвижении видов бореального происхождения вдоль склона морей Сибирского шельфа [23].

Заключение

Результаты, полученные в ходе проведения морских исследований в последние годы, выявили аномальное состояние термохалинного состояния российских арктических морей и атлантической водной массы, являющейся одним из основных источников тепла в Арктике, способных оказывать влияние на ледяной покров и морские экосистемы. При этом абсолютные значения аномалий температуры поверхности воды и атлантической водной массы достигли в 2019 г. максимума за всю историю инструментальных наблюдений.

Продолжение морских наблюдений – таких, как «Трансарктика» в 2019 г., охватывающих все российские арктические моря за один навигационный сезон, – позволит восстановить программу государственного мониторинга загрязнения и состояния природной среды российских арктических морей, повысить точность прогнозирования и пространственно-временную детализацию рассчитываемых параметров с помощью математических моделей, что приведет к улучшению качества гидрометеорологического обеспечения морской деятельности в Арктике, а также позволит исследовать отклик морских экосистем на происходящие глобальные

климатические изменения и прогнозировать их развитие в будущем.

Введение в эксплуатацию ледовой самодвижущейся платформы «Северный полюс» позволит полу-

чить уникальную информацию о состоянии глубоководной части СЛО, особенно в наименее изученный зимний период.

Литература

1. М.С. Махотин, В.В. Иванов
Труды Гидрометцентра России, 2016, **361**, 169.
2. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2012 год, под ред. И.Е. Фролова, РФ, Санкт-Петербург, ААНИИ, 2013.
3. M. Janout, J. Hölemann, B. Juhls, T. Krumpen, B. Rabe, D. Bauch, C. Wegner, H. Kassens, L. Timokhov
Geophys. Res. Lett., 2016, **43**, 264. DOI: 10.1002/2015GL066565.
4. J.A. Hölemann, S. Kirillov, T. Klage, A. Novikhin, H. Kassens, L. Timokhov
Polar Res., 2011, **30**, 6425. DOI: 10.3402/polar.v30i0.6425.
5. M.A. Janout, J. Hölemann, T. Krumpen
J. Geophys. Res. Oceans, 2013, **118**, 563. DOI: 10.1029/2011JC007731.
6. M.A. Janout, J. Hölemann, L. Timokhov, O. Gutjahr, G. Heinemann
J. Geophys. Res. Oceans, 2017, **122**, 6630. DOI: 10.1002/2017JC013159.
7. M.A. Janout, Y. Aksenov, J.A. Hölemann, B. Rabe, U. Schauer, I.V. Polyakov, S. Bacon, A. C. Coward, M. Karcher, Y.-D. Lenn, H. Kassens, L. Timokhov
Geophys. Res. Oceans, 2015, **120**, 4925. DOI: 10.1002/2014JC010635.
8. Обзор гидрометеорологических процессов в Северной полярной области. 2019, под ред. И.Е. Фролова, РФ, Санкт-Петербург, Изд. ААНИИ, 2020.
9. I.V. Polyakov, A.V. Pnyushkov, M.B. Alkire, I.M. Ashik, T.M. Baumann, E.C. Carmack, I. Goszczko, J. Guthrie, V.V. Ivanov, T. Kanzow, R. Krishfield, R. Kwok, A. Sundfjord, J. Morison, R. Rember, A. Yulin
Science, 2017, **356**, 285. DOI: 10.1126/science.aai8204.
10. I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, M.B. Alkire, T.M. Baumann, E.C. Carmack, R. Ingvaldsen, V.V. Ivanov, M. A. Janout, S. Lind, L. Padman, A. V. Pnyushkov, R. Rember
J. Climate, 2020, **33**(18), 8107. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
11. I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, T.M. Baumann, E.C. Carmack, V.V. Ivanov, M. A. Janout, L. Padman, A. V. Pnyushkov, R. Rember
Geophys. Res. Lett., 2020, **46**, 1. DOI: 10.1029/2020GL089469.
12. T.M. Baumann, I.V. Polyakov, L. Padman, S. Danielson, I. Fer, M. Janout, W. Williams, A.V. Pnyushkov
Scientific Data, 2020, **7**, 275. DOI: 10.1038/s41597-020-00578-z.
13. В.В. Иванов
В Опыт системных океанологических исследований в Арктике, под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевич, РФ, Москва, Научный мир, 2001, с. 76–91.
14. В.В. Иванов, И.Е. Фролов, К.В. Фильчук
Проблемы Арктики и Антарктики, 2020, **66**(3), 246. DOI: 10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266.
15. V.A. Ivshin, A.G. Trofimov, O.V. Titov
ICES J. Marine Sci., 2019, **76**(Suppl. 1), i3-i9. DOI: 10.1093/icesjms/fsz159.
16. M. Fossheim, E.M. Nilssen, M. Aschan
Marine Biol. Res., 2006, **2**(4), 260. DOI: 10.1080/17451000600815698.
17. M. Fossheim, R. Primicerio, E. Johannesen, R.B. Ingvaldsen, M.M. Aschan, A.V. Dolgov
Nature Clim. Change, 2015, **5**(7), 673. DOI: 10.1038/nclimate2647.
18. L.L. Jorgensen, R. Primicerio, R.B. Ingvaldsen, M. Fossheim, N. Strelkova, T.H. Thangstad, I. Manushin, D. Zakharov
Mar. Ecol. Progr. Ser., 2019, **608**, 1. DOI: 10.3354/meps12803.
19. S. Kortsch, R. Primicerio, F. Beuchel, et al., P.E. Renaud, J. Rodrigues, O.J. Lønne, B. Gulliksen
Proc. Natl Acad. Sci. USA., 2012, **109**(35), 14052. DOI: 10.1073/pnas.1207509109.
20. P. Dalpadado, K.R. Arrigo, S.S. Hjøllø, F. Rey, R.B. Ingvaldsen, E. Sperfeld, G.L. van Dijken, L.C. Stige, A. Olsen, G. Ottersen
PLoS One, 2014, **9**(5), e95273. DOI: 10.1371/journal.pone.0095273.
21. P. Dalpadado, R.B. Ingvaldsen, L.C. Stige, B. Bogstad, T. Knutsen, G. Ottersen, B. Ellertsen
ICES J. Mar. Sci., 2012, **69**(7), 1303. DOI: 10.1093/icesjms/fss063.
22. A. Frainer, R. Primicerio, S. Kortsch, M. Aune, A.V. Dolgov, M. Fossheim, M.M. Aschan
Proc. Natl Acad. Sci. USA, 2017, **114**(46), 12202. DOI: 10.1073/pnas.1706080114.
23. НИОКТР Арктическая трансполярная система в переходных климатических условиях, Отчет об исследованиях (заключительный), под рук. В.В. Иванова, рег. ЦИТИС №ГР AAAA-A20-120032490157-4, РФ, СПб, ААНИИ, 2020, 298 с.

AARI Modern Oceanographic Researches in the Arctic and Their Main Results*

RAS Corresponding Member, Professor,
Scientific Director of Arctic and
Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
Snct. Petersburg, 199397, Russia

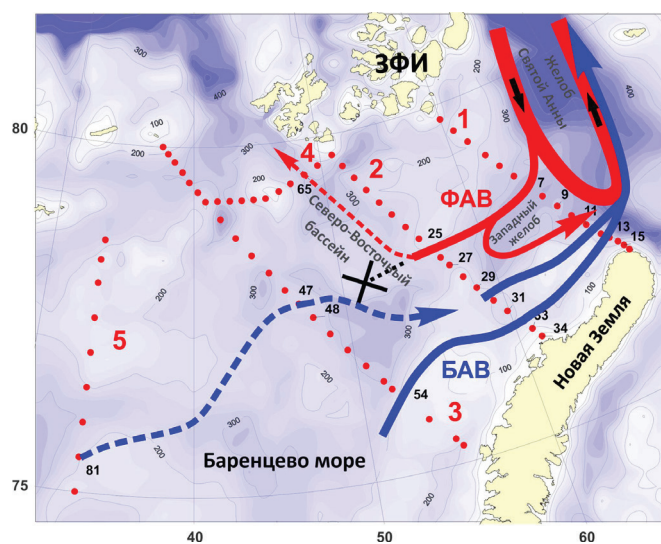


Fig. 2. Scheme of Atlantic waters (AW) circulation in the northeastern part of Barents Sea. FAW – Fram branch of AW; BAW – Barents Sea branch of AW [1].

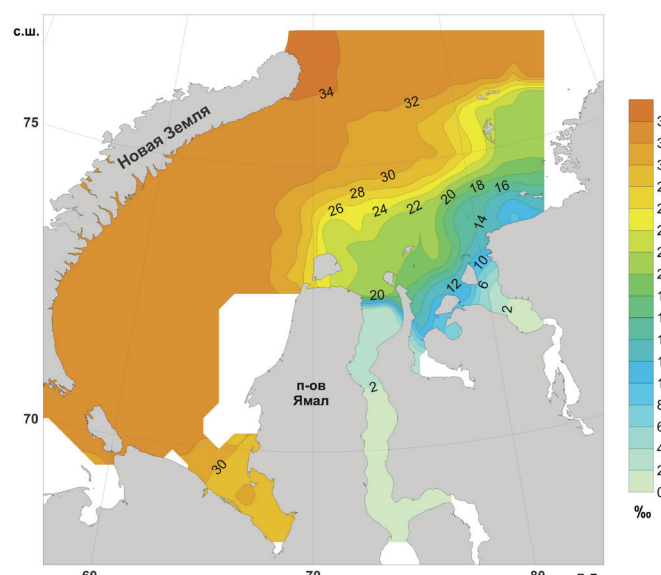


Fig. 3. Distribution of surface salinity in the Kara Sea according to the results of the “Yamal-Arktika-2012” expedition [2].

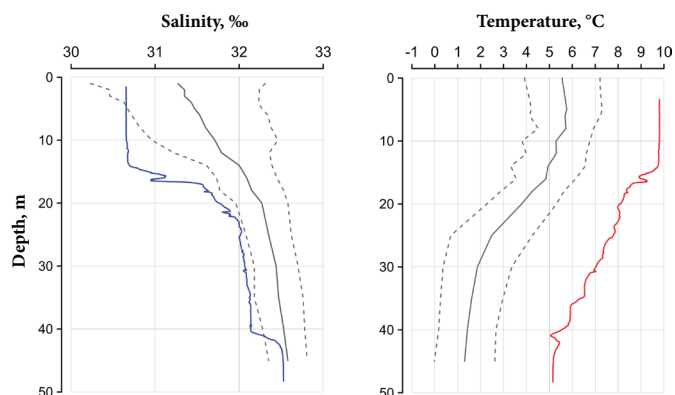


Fig. 4. Vertical distribution of salinity and water temperature in the central part of the Chukchi Sea in August 2019. Colored curves show the values obtained by the “TransArctica-2019 Expedition. Stage 4”. The gray solid and dotted curves show the mean values and the range of standard deviations calculated over the period 1950–2000 using the database of thermohaline characteristics (BDTC) of the AARI [8].

References

1. M.S. Makhotin, V.V. Ivanov
Proc. Hydrometeorol. Res. Ctr. Russian Federation [Trudy Gidromettsentra Rossii], 2016, **361**, 169 (in Russian).
2. Obzor gidrometeorologicheskikh protsessov v Severnom Ledovitom okeane. 2012 god [Review of Hydrometeorological Processes in the Arctic Ocean. Year 2012], Ed. I.E. Frolov, RF, Saint Petersburg, AARI Publ., 2013 (in Russian).
3. M. Janout, J. Hölemann, B. Juhls, T. Krumpfen, B. Rabe, D. Bauch, C. Wegner, H. Kassens, L. Timokhov
Geophys. Res. Lett., 2016, **43**, 264. DOI: 10.1002/2015GL066565.
4. J.A. Hölemann, S. Kirillov, T. Klagge, A. Novikhin, H. Kassens, L. Timokhov
Polar Res., 2011, **30**, 6425. DOI: 10.3402/polar.v30i0.6425.
5. M.A. Janout, J. Hölemann, T. Krumpfen
J. Geophys. Res. Oceans, 2013, **118**, 563. DOI: 10.1029/2011JC007731.
6. M.A. Janout, J. Hölemann, L. Timokhov, O. Gutjahr, G. Heinemann
J. Geophys. Res. Oceans, 2017, **122**, 6630. DOI: 10.1002/2017JC013159.
7. M.A. Janout, Y. Aksenov, J.A. Hölemann, B. Rabe, U. Schauer, I.V. Polyakov, S. Bacon, A. C. Coward, M. Karcher, Y.-D. Lenn, H. Kassens, L. Timokhov
Geophys. Res. Oceans, 2015, **120**, 4925. DOI: 10.1002/2014JC010635.
8. Obzor gidrometeorologicheskikh protsessov v Severnoy polyarnoy oblasti. 2019 [Review of Hydrometeorological Processes in the North Polar Region. 2019], Ed. I.E. Frolov, RF, Saint Petersburg, AARI Publ., 2020 (in Russian).
9. I.V. Polyakov, A.V. Pnyushkov, M.B. Alkire, I.M. Ashik, T.M. Baumann, E.C. Carmack, I. Goszczko, J. Guthrie, V.V. Ivanov, T. Kanzow, R. Krishfield, R. Kwok, A. Sundfjord, J. Morison, R. Rember, A. Yulin
Science, 2017, **356**, 285. DOI: 10.1126/science.aai8204.
10. I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, M.B. Alkire, T.M. Baumann, E.C. Carmack, R. Ingvaldsen, V.V. Ivanov, M. A. Janout., S. Lind, L. Padman, A. V. Pnyushkov, R. Rember
J. Climate, 2020, **33**(18), 8107. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
11. I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, T.M. Baumann, E.C. Carmack, V.V. Ivanov, M. A. Janout., L. Padman, A. V. Pnyushkov, R. Rember
Geophys. Res. Lett., 2020, **46**, 1. DOI: 10.1029/2020GL089469.
12. T.M. Baumann, I.V. Polyakov, L. Padman, S. Danielson, I. Fer, M. Janout, W. Williams, A.V. Pnyushkov
Scientific Data, 2020, **7**, 275. DOI: 10.1038/s41597-020-00578-z.
13. V.V. Ivanov
In Opyt sistemnykh okeanologicheskikh issledovaniy v Arktike [Experience of Systemic Oceanological Research in the Arctic], Eds A.P. Lisitsyn, M.E. Vinogradov, E.A. Romankevich, RF, Moscow, Nauchny Mir Publ., 2001, pp. 76–91 (in Russian).
14. V.V. Ivanov, I.E. Frolov, K.V. Filchuk
Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research], 2020, **66**(3), 246. DOI: 10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266.
15. V.A. Ivshin, A.G. Trofimov, O.V. Titov
ICES J. Marine Sci., 2019, **76**(Suppl. 1), i3-i9. DOI: 10.1093/icesjms/fsz159.
16. M. Fossheim, E.M. Nilssen, M. Aschan
Marine Biol. Res., 2006, **2**(4), 260. DOI: 10.1080/17451000600815698.
17. M. Fossheim, R. Primicerio, E. Johannesen, R.B. Ingvaldsen, M.M. Aschan, A.V. Dolgov
Nature Clim. Change, 2015, **5**(7), 673. DOI: 10.1038/nclimate2647.
18. L.L. Jorgensen, R. Primicerio, R.B. Ingvaldsen, M. Fossheim, N. Strelkova, T.H. Thangstad, I. Manushin, D. Zakharov
Mar. Ecol. Progr. Ser., 2019, **608**, 1. DOI: 10.3354/meps12803.
19. S. Kortsch, R. Primicerio, F. Beuchel, et al., P.E. Renaud, J. Rodrigues, O.J. Lønne, B. Gulliksen
Proc. Natl Acad. Sci. USA., 2012, **109**(35), 14052. DOI: 10.1073/pnas.1207509109.
20. P. Dalpadado, K.R. Arrigo, S.S. Hjollo, F. Rey, R.B. Ingvaldsen, E. Sperfeld, G.L. van Dijken, L.C. Stige, A. Olsen, G. Ottersen
PLoS One, 2014, **9**(5), e95273. DOI: 10.1371/journal.pone.0095273.
21. P. Dalpadado, R.B. Ingvaldsen, L.C. Stige, B. Bogstad, T. Knutsen, G. Ottersen, B. Ellertsen
ICES J. Mar. Sci., 2012, **69**(7), 1303. DOI: 10.1093/icesjms/fss063.
22. A. Fraier, R. Primicerio, S. Kortsch, M. Aune, A.V. Dolgov, M. Fossheim, M.M. Aschan
Proc. Natl Acad. Sci. USA, 2017, **114**(46), 12202. DOI: 10.1073/pnas.1706080114.
23. NIOKTR Arkticheskaya transpolyarnaya sistema v perekhodnykh klimaticeskikh usloviyakh, Otchet ob issledovaniyakh (zaklyuchitelny) [R&D The Arctic Transpolar System in Transient Climatic Conditions, Research Report (final)], supervis. V.V. Ivanov, CIT&S No. AAAA-A20-120032490157-4, RF, Saint Petersburg, AARI, 2020, 298 pp. (in Russian).

Глобальная ветротермохалинная циркуляция Океана

Р.Ю. Тараканов

В настоящей работе приводится краткий обзор состояния исследования Глобального океанского конвейера (ГОК), как элемента Глобальной циркуляции океана, связывающего термоклин и абиссаль. В частности, отмечается, что существование ГОК не может быть обусловлено только действием термохалинных факторов. Помимо них необходимо также и ветровое воздействие на океан. Причем районом такого воздействия, определяющим саму конфигурацию ГОК, является Южный океан. Кроме того, для самого существования ГОК в его нынешнем виде принципиальное значение имеет конфигурация материков текущей геологической эпохи.

Ключевые слова: Глобальный океанский конвейер, ветротермохалинная циркуляция, абиссаль, термоклин.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00283) и федеральных бюджетных ассигнований (государственное задание №0128-2021-0002).*

Введение

Океан можно условно разделить на термоклин (верхние примерно 1500 м) и абиссаль, ниже указанного горизонта. Все течения термоклинного слоя формируются, главным образом, за счет ветрового воздействия на океан, а также обмена между океаном и атмосферой теплом и пресной водой, и приспособления поля плотности в толще океана к этому воздействию. Течения в абиссали океана обусловлены, в основном, горизонтальной неоднородностью поля плотности. При этом абиссаль Мирового океана заполняется плотной холодной водой с поверхности в высоких широтах всего в нескольких районах Мирового океана – в Северной Атлантике и в нескольких районах континентального шельфа вокруг Антарктиды. Этот переход воды из термоклина в абиссаль определяет нисходящие ветви элемента крупномасштабной циркуляции Мирового океана, который обычно называют Глобальным океанским конвейером (ГОК) (например, [1]). Задача исследования пространственной структуры и интенсивности ГОК – одна из главных проблем макро-океанологии ввиду очень существенного влияния ГОК на климат Земли и его изменчивость.

Несколько более детально механизм формирования течений в термоклине можно описать следующим образом, следуя, например, работе [2]. Трение атмосферы о поверхность океана, за счет, главным образом, опрокидывания ветровых волн, обеспечивает передачу энергии от атмосферы тонкому поверхностному слою океана размером порядка длины

самых волн, то есть несколько десятков метров. В условиях вращения Земли направление возбуждаемого таким образом течения в этом тонком слое идет не по ветру, а меняется с глубиной, практически полностью затухая к основанию этого слоя. При этом полный суммарный по глубине поток такого течения, называемого чисто дрейфовым течением (ЧДТ), направлен строго перпендикулярно (!) к ветру, вправо – в Северном полушарии, влево, в Южном (отметим, что указанное обстоятельство интуитивно совершенно не очевидно неподготовленному человеку). Естественно, что ЧДТ тем сильнее, чем сильнее ветер. Поскольку характерные интенсивность и направление ветра меняются главным образом с широтой, то соответственно меняются интенсивность и направление ЧДТ, что, в свою очередь, создает эффект сгона-нагона воды в верхнем слое океана. В Мировом океане это обеспечивает диапазон перепада уровня свободной поверхности океана (относительно поверхностей равного геопотенциала) примерно 3 м. Некоторый дополнительный эффект в этот перепад вносят осадки/испарение за счет



ТАРАКАНОВ

Роман Юрьевич

профессор РАН,
Институт океанологии им.
П.П. Ширшова РАН

притока/оттока воды и теплообмен с атмосферой за счет теплового расширения/сжатия воды.

Если бы вода в океане была однородна по плотности, то в описанных условиях на любой глубине (более точно – геопотенциальной поверхности в глубине океана) существовал бы одинаковый для данной географической точки горизонтальный градиент давления, то есть разница в весах столбов вышележащей воды. В реальном океане плотность воды меняется по пространству, в том числе по глубине – чем глубже, тем плотнее вода. В местах нагона ЧДТ вынужденным образом возникает движение воды вертикально вниз и изолинии плотности воды прогибаются вниз, в местах сгона – наоборот, движение вверх и подъем этих изолиний вверх. За счет указанного эффекта средняя плотность более высокого столба воды оказывается меньше, чем более низкого, и с увеличением глубины веса столбов разной высоты постепенно выравниваются, становясь одинаковыми примерно на глубине 1500 м. Таким образом в реальном океане в верхнем примерно 1500-метровом слое формируется убывающий с глубиной градиент давления, направленный навстречу потоку ЧДТ.

Этот градиент является силой, которая в силу третьего закона Ньютона требует компенсации – либо в виде ускорения частиц воды, либо в виде стационарной силы. Такой стационарной силой на большей части пространства Мирового океана (за исключением узкой экваториальной области и некоторых узких областей на краях океанов) является связанная с вращением Земли сила Кориолиса. При этом соответствующая этой силе скорость движения частиц воды направлена перпендикулярно градиенту давления. Причем даже в той части верхнего слоя океана, где существует ЧДТ, эта скорость примерно на порядок больше скорости ЧДТ. В результате полное течение верхнего

примерно 1500-метрового слоя океана, состоящее из ЧДТ и течения, балансирующего градиент давления, направлено, как правило, по ветру (!), хотя существуют примеры, когда оно направлено и навстречу ему.

Холодные воды, опускающиеся в глубину в высоких широтах, будучи плотнее окружающих вод, формируют горизонтальную неоднородность поля плотности, а следовательно, и горизонтальный градиент давления, нарастающий с глубиной. Из-за вращения Земли этот градиент компенсируется силой Кориолиса. Таким образом, в Северном полушарии опускающиеся плотные воды отклоняются вправо, то есть стремятся прижаться правой стороной потока к склону, а в Южном – влево. Далее эти воды распространяются в низкие широты, также прижимаясь, соответственно, вправо и влево и перетекая из котловины в котловину. Поскольку плотность вод в океане определяется соленостью и температурой, такую циркуляцию можно назвать термохалинной.

Чтобы в Мировом океане поддерживалась реально наблюдаемая структура плотностной стратификации (то есть реальное пространственное распределение плотности), интенсивность опускания вод в глубину Мирового океана в полярных областях должна составлять 25–30 Св [3]. Скорость перемещения объема воды в Мировом океане принято измерять в величине, называемой «Свердруп» (сокращенно Св, 1 Св равен $10^6 \text{ м}^3/\text{с}$); единица измерения названа в честь Харальда Свердрупа, норвежского океанографа, автора одного из первых учебников по океанологии: *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*, 1942. Интенсивность опускания воды на севере Атлантики (североатлантическая ячейка ГОК), по разным оценкам, составляет 14–18 Св (например, [1, 4–6]). Оценки опускания воды в Антарктике варьируются в гораздо более широких пределах и могут отличаться, по разным источникам, в несколько раз. Наиболее достоверными представляются оценки, полученные на основе баланса трассеров (фреоны, радиоуглерод, квазиконсервативный фосфатный комплекс и др.) непосредственно в Антарктике – 15–20 Св [7–9].

Временные периоды распространения воды в рамках ГОК составляют сотни и даже тысячи лет. Так, самый большой возраст (то есть промежуток времени от последнего контакта с атмосферой) глубинной воды оценивается в 1500 лет в северо-восточной части Тихого океана [10]. Глубины океана в этом смысле сохраняют сигнал о воздействии на него атмосферы (колебаний потоков тепла, пресной воды, растворенных газов и пр.) на сопоставимых промежутках времени. Это значит, что ГОК может быть

до известной степени ответственен за тысячелетние колебания климата Земли.

Термохалинный ГОК

Отметим, что общепринятых физической концепции крупномасштабного распространения абиссальных вод и представления об обратном подъеме вод из абиссали в верхний слой океана на настоящий момент не существует. Первая и наиболее популярная схема ГОК (рис. 1) была опубликована в работе [11]. Однако еще ранее в работе [12] было дано словесное описание ГОК, по существу идентичное схеме на рис. 1. Еще значительно ранее в работе [13] и независимо от нее в работе [14] были представлены связывающие верхний слой и абиссаль схемы циркуляции вод Атлантического океана (рис. 2 и 3).

В схеме Брёкера (рис. 1) приводным механизмом ГОК является термохалинное воздействие (нагрев/охлаждение, осадки/испарение, ледотаяние/ледообразование) атмосферы на океан, в данном

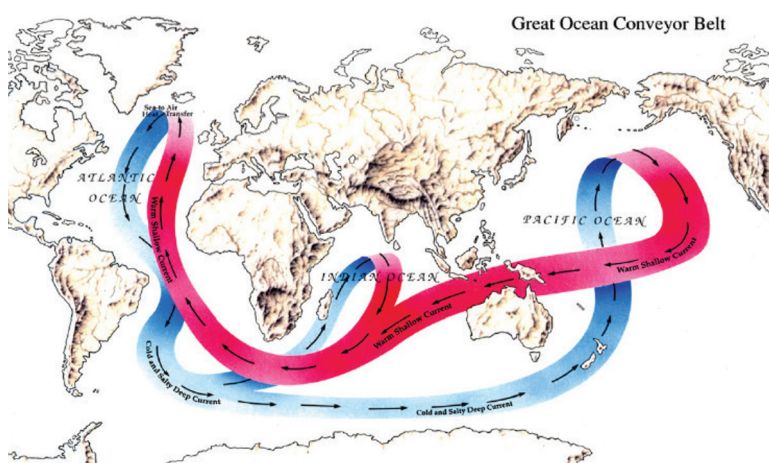


Рис. 1. Схема Глобального океанского конвейера в концепции [11]. Красным цветом показана верхняя теплая ветвь конвейера, синим – нижняя холодная.

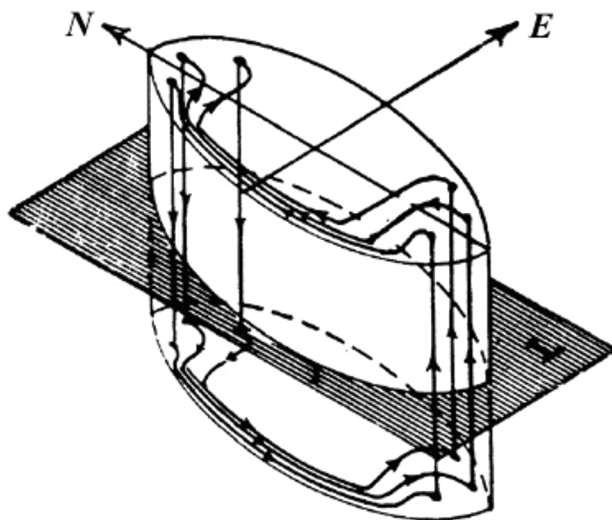


Рис. 2. Схема «внутренней» циркуляции вод Атлантики по [13].

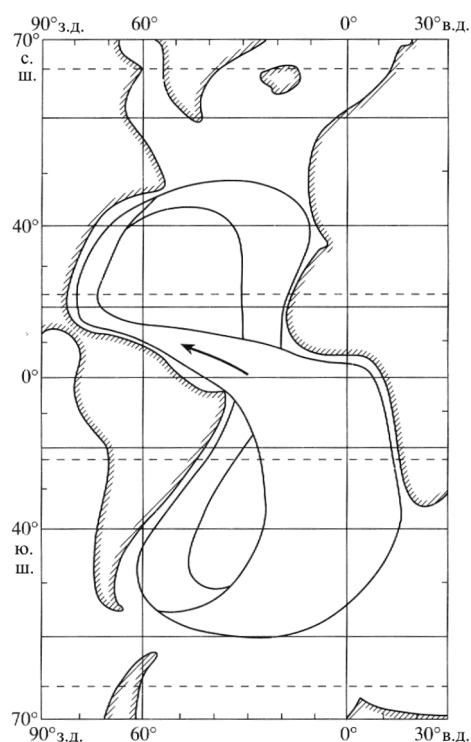


Рис. 3. «Главная петля Атлантики» – рисунок и подпись к нему из [14].

случае – охлаждение поверхностных вод, поступающих из низких широт Атлантики, которые были осолонены по ходу своего движения за счет превышения испарения над осадками в этих широтах. Опустившаяся в глубину вода следует на юг вдоль изопикнических поверхностей (поверхностей равной плотности) и включается в систему Глубинного западного пограничного течения Атлантического океана [15]. В Южном полушарии эта вода включается, в свою очередь, в систему Антарктического циркумполярного течения (АЦТ), опоясывающего Антарктиду с запада на восток, а затем распространяется на север по обширным акваториям Индийского и Тихого океанов. Именно здесь в описываемой схеме происходит обратный переход вод из абиссали в термоклин. Затем через Индонезийские проливы и в обход Африки с юга уже в термоклине вода возвращается в Северную Атлантику.

Результаты ряда исследований показывают, что схема Брёкера физически несостоятельна (например,

[16]). В частности, оценки коэффициента вертикального турбулентного обмена в основании термоклина, полученные на основе инструментальных измерений с помощью красителей, а также с помощью акустических измерений, оказались не менее чем на порядок меньше необходимых для эффективной реализации перехода из абиссали в термоклин [17–20].

Ветротермохалинный ГОК

Одновременно со схемой Брёкера постепенно развивалась альтернативная идея компенсации опускания вод в глубину в Северной Атлантике, которая на сегодняшний день приобретает всё больший вес. Согласно этой идее, подъем вод из глубины происходит не на обширных акваториях Индийского и Тихого океанов, а в Южном океане в ходе движения вдоль изопикнических поверхностей в полосе АЦТ. На *рис. 4* показан разрез нейтральной плотности, поверхности которой аппроксимируют изоэнтропийные поверхности в океане, то есть поверхности, при движении вдоль которых не совершается работа против силы Архимеда.

На *рис. 5* представлена схема ГОК (рисунок взят из работы [1], автором внесены некоторые изменения), пожалуй, наиболее полно отражающая современное представление о структуре конвейера и основанная на упомянутой выше идее. Схема построена на выполненных в указанной работе расчетах и обобщении информации о структуре ГОК, содержащейся в многочисленных работах последних лет.

Приводным механизмом, обеспечивающим показанную на *рис. 5* конфигурацию ГОК, является воздействие на поверхность океана западного ветра, опоясывающего антарктический континент. В результате в тонком поверхностном слое (до 50 м глубиной) формируется направленный на север поток ЧДТ, сгоняющий воду от Антарктиды

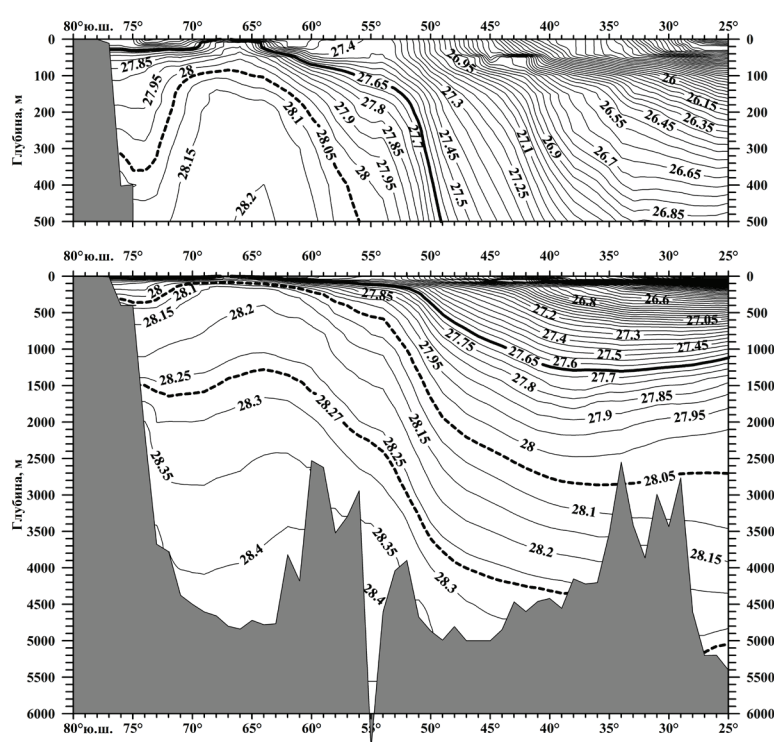


Рис. 4. Среднеклиматическое распределение нейтральной плотности σ_t на разрезе через Южный океан по меридиану 30° з.д. по данным [21].

в сторону экватора. Этот сгон компенсируется изопикническим подъемом воды с глубин 1500–3500 м из умеренных широт в сторону Антарктики [22]. На *рис. 5* этот подъем условно показан черной стрелкой в одном месте, хотя в реальности подъем происходит по всей циркумполярной области (от зеленой полосы к розовой). Указанный подъем, в свою очередь, балансируется двумя направленными на север потоками. Один находится в верхнем слое океана, другой – в придонном слое. Вторым поток формируется за счет охлаждения и уплотнения воды на антарктическом шельфе [23]. Замыкание верхней (так называемой термоклинной) ячейки ГОК происходит за счет опускания вод в Северной Атлантике, как показано на *рис. 1*, и формирования затем направленного потока вод на средних глубинах. За счет смешения придонных вод антарктического происхождения с вышележащими промежуточными водами Тихого и Индийского океанов с последующим формированием направленного к Антарктике потока вод на средних глубинах, а также смешения с глубинными североатлантическими водами происходит замыкание нижней (абиссальной) ячейки ГОК. При этом в Атлантике возвратный, направленный на юг поток (зеленые стрелки) является общим для верхней и нижней ячеек. В Тихом и Индийском океанах верхняя и нижняя ячейки ГОК сплетены друг с другом (здесь зелеными стрелками показан направленный на север абиссальный поток и возвратный среднеглубинный). В целом ГОК представ-

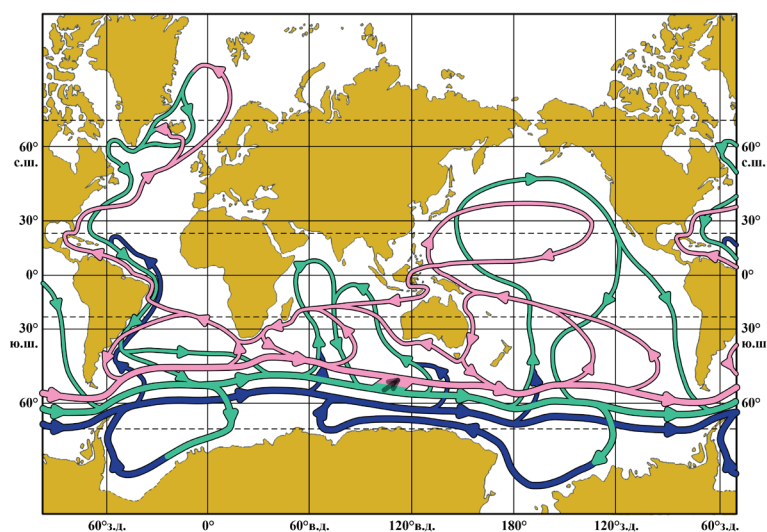


Рис. 5. Схема Глобального океанского конвейера (из работы [1] с изменениями). Синим цветом показана нижняя (абиссальная) ветвь антарктической ячейки ГОК; зеленым – верхняя (она же нижняя ветвь североатлантической ячейки), розовым цветом – термоклинная ветвь североатлантической ячейки ГОК. Подъем воды условно показан в одном месте Антарктики (черная стрелка), хотя на самом деле он происходит по всему антарктическому кольцу.

ляет собой единую (!) сложную ячейку, в рамках которой выделяется один «нагреватель» (низкие широты Мирового океана) и два «холодильника» в Северной Атлантике и Антарктике. Отметим, что идея о том, что ЧДТ зоны Антарктического циркумполярного течения (АЦТ), вызываемое сильными западными ветрами Южного полушария в отсутствие меридиональных барьеров для ветра, является приводным механизмом верхней ячейки ГОК (соответствующей опусканию в Северной Атлантике) была впервые высказана в работе [22].

Причиной, во многом определяющей именно такую конфигурацию ГОК (см. рис. 5), является асимметрия между Южным и Северным полушариями, заключающаяся в двух обстоятельствах:

1. Площадь Мирового океана в Южном полушарии больше, чем в Северном. Причем свободное от преград кольцо воды приходится как раз на зону наиболее сильных западных штормовых ветров, что максимизирует различия между полушариями. В этой зоне формируется огромный, не имеющий аналога по интенсивности в Северном полушарии, направленный к экватору поток ЧДТ.

2. В Южном полушарии находится самое мощное в Мировом океане Антарктическое циркумполярное течение. Оно опоясывает с запада на восток антарктический континент и связывает Индийский, Тихий и Атлантический океаны в единую систему течений. Кроме того, оно проникает на глубину до 1500–2500 м. Будучи замкнутым течением, оно выступает стеной, препятствующей существованию течений, направленных вдоль меридианов (с севера на юг) в верхнем слое океана. По этой причине

ЧДТ не может быть компенсировано течениями в верхнем слое океана. Вместо этого ЧДТ компенсируется двумя путями:

- течениями на глубинах ниже гребней подводных хребтов, пересекающих АЦТ (рис. 6);
- переносом океанскими вихрями, направленным поперечно к АЦТ по всей толще океана.

Указанный баланс определяет Южный океан как основное место перехода глубинных вод в промежуточный слой (на рис. 5 – черная стрелка), компенсирующего их погружение в Северной Атлантике [1]. При этом восходящий к поверхности в Южном океане поток нижней части глубинных вод (черная стрелка на рис. 5) компенсирует также и погружение вод в абиссаль в Антарктике (переход зеленого потока в синий возле моря Росса и в море Уэдделла) [23].

Хотя в описанной выше схеме ГОК сделан акцент на ветровое воздействие на океан, этот ГОК является элементом Глобальной ветротермохалинной циркуляции океана, то есть такой циркуляции, которая формируется всеми тремя факторами – ветровым, термическим и халинным. Причем каждый из этих факторов является необходимым для формирования ГОК в его нынешнем виде. Поясним это утверждение на примере Северной Атлантики. Западное пограничное течение в этой части океана, Гольфстрим, будучи ветровым течением, доставляет в термоклин в высокие широты относительно теплую соленую воду. Повышенная соленость этой воды обусловлена действием халинного фактора (превышением испарения над осадками) в низких широтах Атлантического океана в Северном полушарии. Этой солености оказывается достаточно, чтобы в результате зимнего охлаждения в высоких широтах Атлантики, то есть действия термического фактора, водные массы погружались в глубину океана.

Для существования ГОК принципиальное значение имеет и конфигурация материков текущей геологической эпохи. В частности, это иллюстрируется так называемым «эффектом перекрытия пролива Дрейка». В случае такого перекрытия разорвется Антарктическое циркумполярное течение, что приведет к формированию в поверхностном слое океана потока на юг, компенсирующего направленный на север в Антарктике поток ЧДТ. Это, в свою очередь, приведет к прекращению среднеглубинного потока из Северного полушария в Южное. В этой ситуации в высоких широтах Северной Атлантики сформируется замкнутая циркуляция, в которой будет отсутствовать вынужденный отток глубинных холодных вод и замещающий его приток теплых [25, 26]. Таким образом, в Европе произойдет резкое похолодание климата. Ясно, что в описанном гипотетическом примере разру-

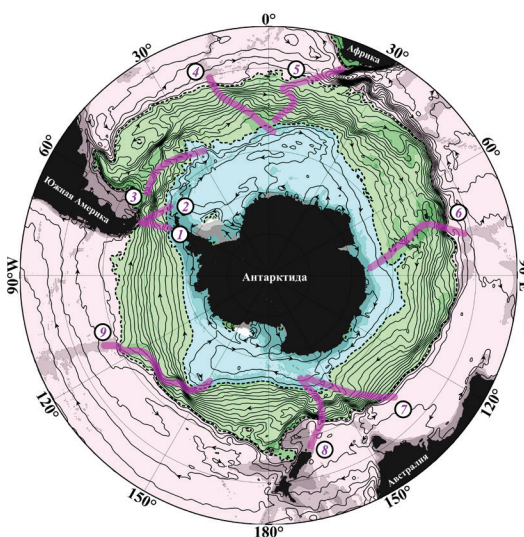


Рис. 6. Средняя абсолютная динамическая топография CNES-CLS09 v.1.1 [24] для Южного океана. Изолинии абсолютной динамической топографии (АДТ) соответствуют линиям тока абсолютных геострофических течений на поверхности океана. Зеленым цветом выделена область замкнутых циркумполярных линий тока, примерно соответствующая зоне АЦТ. Цифрами отмечены основные топографические барьеры на пути АЦТ: 1 – хребет в разломе Хиро и рифт Феникс; 2 – хребет Шеклтона; 3 – хребет Норт-Скотия; 4 – Южно-Атлантический хребет и поднятие Буве; 5 – хребет Агульяс–поднятие Метеор–хребет Шона; 6 – поднятие Кергелен; 7 – Австрало-Антарктический хребет; 8 – горы (хребет) Макуори; 9 – Южно-Тихоокеанское поднятие.

шится вся планетарная система ГОК в ее нынешнем виде.

Литература

1. М.Н. Кошляков, Р.Ю. Тараканов
Океанология, 2011, 51(5), 773.
2. М.Н. Кошляков М.Н., Р.Ю. Тараканов
Введение в физическую океанографию, РФ, Москва, МФТИ, 2014, 142 с.
3. W.H. Munk, C. Wunsch
Deep-Sea Res., 1998, 45(12), 1976.
DOI: 10.1016/S0967-0637(98)00070-3.
4. R. Marsh, A.J.G. Nurser, A.P. Megann, A.L. New
J. Phys. Oceanogr., 2000, 30(5), 1013.
DOI: 10.1175/1520-0485(2000)030<1013:WMTITS>2.0.CO;2.
5. A. Ganachaud
J. Geophys. Res., 2003, 108(C7), 3213.
DOI: 10.1029/2002JC001565.
6. W.J. Schmitz, Jr.
On the World Ocean Circulation: Volume II, The Pacific and Indian Oceans. A Global Update, Woods Hole Oceanog. Inst. Tech. Rept., WHOI-96-08, 1996, 237 pp.
7. W.S. Broecker, S.L. Peacock, S. Walker, R. Weiss, E. Fahrbach, M. Schroeder, U. Mikolajevich, E. Heinze, R. Key, T.-H. Peng, S. Rubin
J. Geophys. Res., 1998, 103(C8), 15833. DOI: 10.1029/98JC00248.
8. S. Peacock, M. Visbeck, W.S. Broecker
B Inverse Methods in Global Biogeochemical Cycles, Geophys. Monogr. Ser., 114, Eds P. Kasibhatla, M. Heimann, P. Rayner et al., USA, D.C., Washington, AGU Publ., 2000, pp. 185–195.
DOI: 10.1029/GM114p0185.
9. A.H. Orsi, W.M. Smethie, J.L. Bullister
J. Geophys. Res., 2002, 107(C8). DOI: 10.1029/2001JC000976.
10. T. DeVries, F. Primeau
J. Phys. Oceanogr., 2011, 41(12), 2381.
DOI: 10.1175/JPO-D-10-05011.1.
11. W.S. Broecker
Natural History Mag., 1987, 97, 74.
12. С.С. Ланно
В Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы, РФ, Москва, Моск. отд. Гидрометеоздата, 1984, с. 125–129.
13. H.M. Stommel
Deep-Sea Res., 1957, 4, 149. DOI: 10.1016/0146-6313(56)90048-X.
14. М.Н. Кошляков
Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1958, №4, 11.
15. W.J. Schmitz, M.S. McCartney
Rev. Geophys., 1993, 31(1), 29. DOI: 10.1029/92RG02583.
16. J. Marshall, K. Speer
Nature Geosci., 2012, 5, 171–180. DOI: 10.1038/ngeo1391.
17. J.M. Toole
Int. WOCE Newsl., 1997, 28, 25.
18. E. Kunze, E. Firing, J. Hummon, T. Chereskin, A.M. Thurnherr
J. Phys. Oceanogr., 2006, 36(8), 1553. DOI: 10.1175/JPO2926.1.
19. J.R. Ledwell, A.J. Watson, C.S. Law
J. Geophys. Res., 1998, 103, 21499.
DOI: 10.1029/98JC01738.
20. J.R. Ledwell, L.C. St Laurent, J.B. Girton, J.M. Toole
J. Phys. Oceanogr., 2011, 41, 241.
DOI: 10.1175/2010JPO4557.1.
21. V. Gouretski, K.P. Koltermann
WOCE Global Hydrographic Climatology: A Technical Report, Nr. 35/2004, FRG, Humburg und Rostok, Bundesamt Fur Seeschiffahrt Und Hydrographie, 2004, 52 pp.
(https://rda.ucar.edu/datasets/ds285.4/docs/bsh35_re.pdf).
22. J.R. Toggweiler, B. Samuels
Deep-Sea Res. Pt. I, 1995, 42(4), 477.
DOI: 10.1016/0967-0637(95)00012-U.

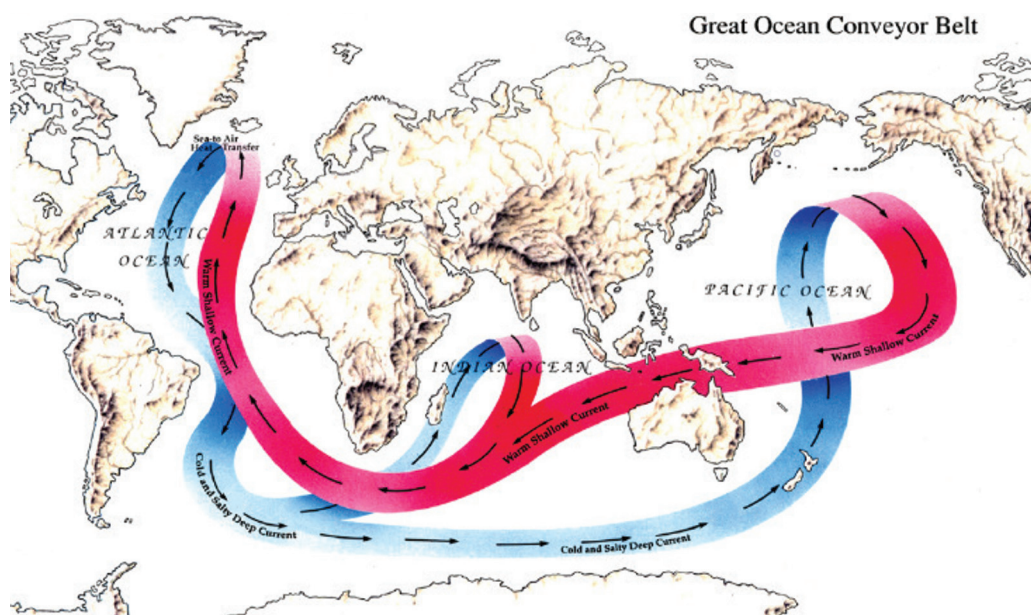
- [illegible]

Roman Yu. Tarakanov

Abstract

Keywords: Global Ocean Conveyor Belt, Windthermohaline Circulation, Abyss, Thermocline.

Images & Tables



36

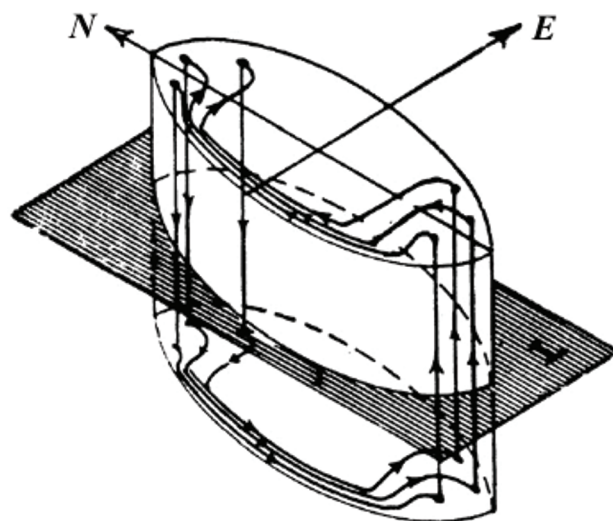


Fig. 2. Scheme of the “internal” circulation of the Atlantic Ocean according to [13].

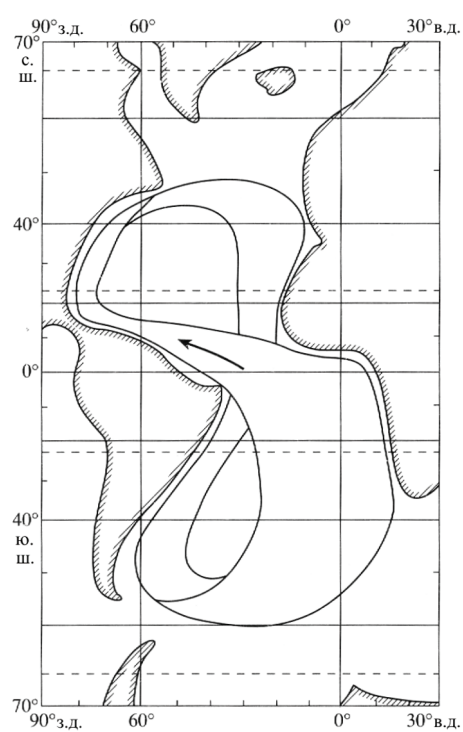


Fig. 3. “The main loop of the Atlantic” – a drawing and a signature to it from [14].

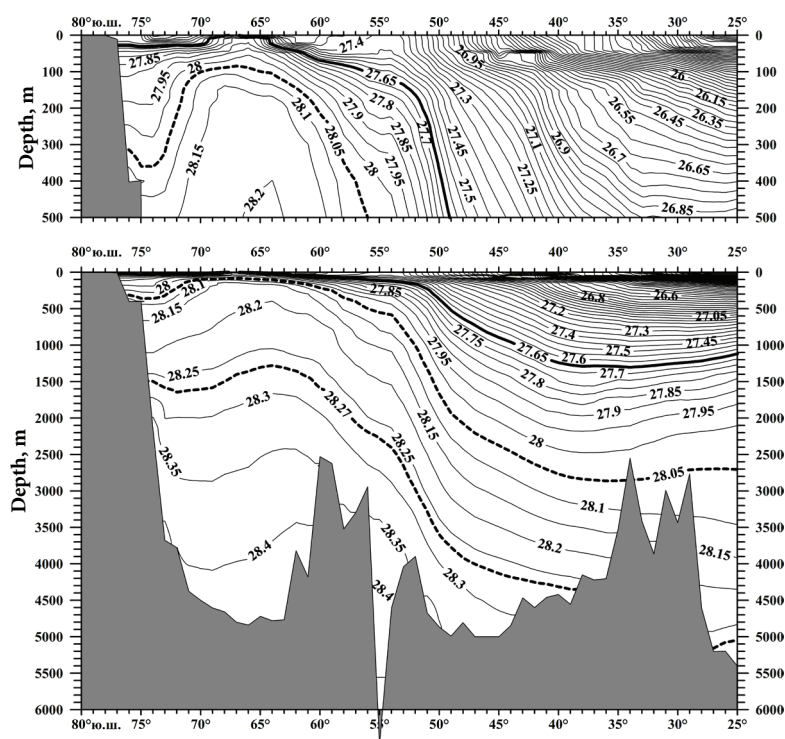


Fig. 4. The average climatic distribution of the neutral density σ_{θ} in the section across the Southern Ocean along the meridian of 30° W according to [21].

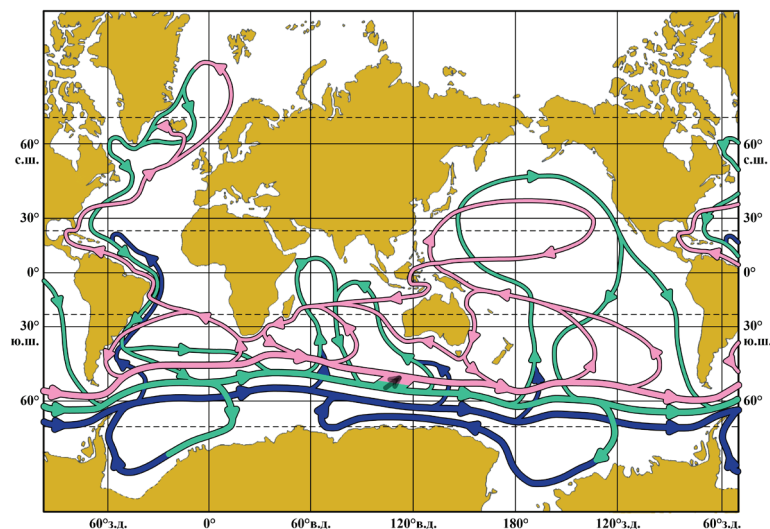


Fig. 5. Scheme of the Global Ocean Conveyor Belt (from [1], with some changes). The lower (abyssal) branch of the Antarctic cell of the GOCB is shown in blue; green is the upper (it is the lower branch of the North Atlantic cell), pink is the thermoclinic branch of the North Atlantic cell of the GOCB. The rise of water is conventionally shown in one place in Antarctica (black arrow), although in fact it occurs throughout the Antarctic circle.

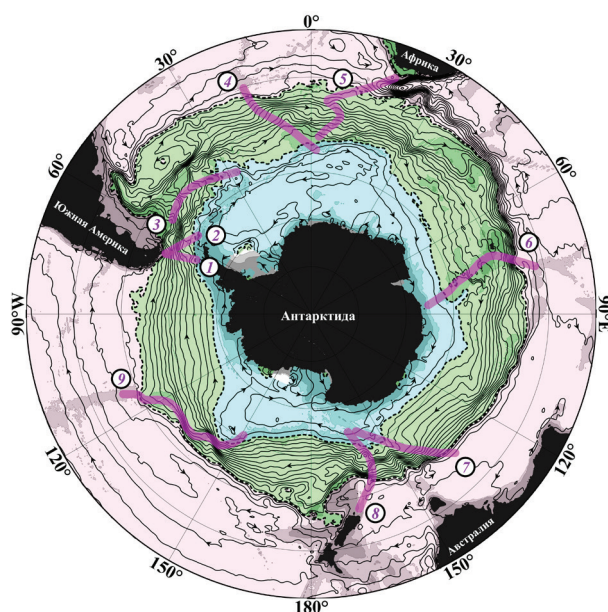


Fig. 6. Mean Absolute Dynamic Topography CNES-CLS09 v.1.1 [24] for the Southern Ocean. Isolines of Absolute Dynamic Topography (ADT) correspond to streamlines of absolute geostrophic currents on the Ocean surface. The area of closed circumpolar streamlines, approximately corresponding to the ACC zone, is highlighted in green. The numbers indicate the main topographic barriers on the way of the ACC: 1 – Ridge in the Hilo Fault and Phoenix Rift; 2 – Shackleton Ridge; 3 – North Scotia Ridge; 4 – South Atlantic Ridge and Bouvet Rise; 5 – Agulhas Ridge – Meteor Rise – Shona Ridge; 6 – Kerguelen Rise; 7 – Australian-Antarctic Ridge; 8 – Macquarie Mountains (Ridge); 9 – South Pacific Rise.

References

1. M.N. Koshlyakov, R.Yu. Tarakanov
Oceanology, 2011, **51**(5), 721. DOI: 10.1134/S0001437011050110.
2. M.N. Koshlyakov, R.Yu. Tarakanov
Vvedenie v fizicheskuyu okeanografiyu [Introduction to Physical Oceanography], RF, Moscow, MIPT, 2014, 142 pp. (in Russian).
3. W.H. Munk, C. Wunsch
Deep-Sea Res., 1998, **45**(12), 1976.
DOI: 10.1016/S0967-0637(98)00070-3.
4. R. Marsh, A.J.G. Nurser, A.P. Megann, A.L. New
J. Phys. Oceanogr., 2000, **30**(5), 1013.
DOI: 10.1175/1520-0485(2000)030<1013:WMTITS>2.0.CO;2.
5. A. Ganachaud
J. Geophys. Res., 2003, **108**(C7), 3213. DOI: 10.1029/2002JC001565.
6. W.J. Schmitz, Jr.
On the World Ocean Circulation: Volume II, The Pacific and Indian Oceans. A Global Update, Woods Hole Oceanog. Inst. Tech. Rept., WHOI-96-08, 1996, 237 pp.
7. W.S. Broecker, S.L. Peacock, S. Walker, R. Weiss, E. Fahrbach, M. Schroeder, U. Mikolajevich, E. Heinze, R. Key, T.-H. Peng, S. Rubin
J. Geophys. Res., 1998, **103**(C8), 15833. DOI: 10.1029/98JC00248.
8. S. Peacock, M. Visbeck, W.S. Broecker
In Inverse Methods in Global Biogeochemical Cycles, *Geophys. Monogr. Ser.*, **114**, Eds P. Kasibhatla, M. Heimann, P. Rayner et al., USA, D.C., Washington, AGU Publ., 2000, pp. 185–195.
DOI: 10.1029/GM114p0185.
9. A.H. Orsi, W.M. Smethie, J.L. Bullister
J. Geophys. Res., 2002, **107**(C8). DOI: 10.1029/2001JC000976.
10. T. DeVries, F. Primeau
J. Phys. Oceanogr., 2011, **41**(12), 2381.
DOI: 10.1175/JPO-D-10-05011.1.
11. W.S. Broecker
Natural History Mag., 1987, **97**, 74.
12. S.S. Lappo
In Issledovanie protsessov vzaimodeystvia okeana i atmosfery [Study of the Processes of Interaction between the Ocean and the Atmosphere], RF, Moscow, Mos. Dep. Gidrometeoizdat, 1984, pp. 25–129 (in Russian).
13. H.M. Stommel
Deep-Sea Res., 1957, **4**, 149. DOI: 10.1016/0146-6313(56)90048-X.
14. M.N. Koshlyakov
Izv. AN USSR, Ser. Geogr., 1958, №4, 11 (in Russian).
15. W.J. Schmitz, M.S. McCartney
Rev. Geophys., 1993, **31**(1), 29. DOI: 10.1029/92RG02583.
16. J. Marshall, K. Speer
Nature Geosci., 2012, **5**, 171–180. DOI: 10.1038/ngeo1391.
17. J.M. Toole
Int. WOCE Newsl., 1997, **28**, 25.
18. E. Kunze, E. Firing, J. Hummon, T. Chereskin, A.M. Thurnherr
J. Phys. Oceanogr., 2006, **36**(8), 1553. DOI: 10.1175/JPO2926.1.
19. J.R. Ledwell, A.J. Watson, C.S. Law
J. Geophys. Res., 1998, **103**, 21499. DOI: 10.1029/98JC01738.
20. J.R. Ledwell, L.C. St Laurent, J.B. Girton, J.M. Toole
J. Phys. Oceanogr., 2011, **41**, 241. DOI: 10.1175/2010JPO4557.1.
21. V. Gouretski, K.P. Koltermann
WOCE Global Hydrographic Climatology: A Technical Report, Nr. 35/2004, FRG, Humburg und Rostok, Bundesamt Fur Seeschiffahrt Und Hydrographie, 2004, 52 pp. (https://rda.ucar.edu/datasets/ds285.4/docs/bsh35_re.pdf).
22. J.R. Toggweiler, B. Samuels
Deep-Sea Res. Pt. I, 1995, **42**(4), 477.
DOI: 10.1016/0967-0637(95)00012-U.
23. K.G. Speer, S.R. Rintoul, B. Sloyan
J. Phys. Oceanogr., 2000, **30**(12), 3212.
DOI: 10.1175/1520-0485(2000)030<3212:TDDC>2.0.CO;2.
24. M.H. Rio, S. Guinehut, G. Larnicol
J. Geophys. Res., 2011, **116**(C07018). DOI: 10.1029/2010JC006505.
25. W.P. Sijp, M.H. England
J. Phys. Oceanogr., 2004, **34**(5), 1254.
DOI: 10.1175/1520-0485(2004)034<1254:EOTDPT>2.0.CO;2.
26. W.P. Sijp, M.H. England
J. Clim., 2005, **18**(12), 1957. DOI: 10.1175/JCLI3376.1.

Новые механизмы Полярного усиления, инициированные сокращением арктического морского льда

В.В. Иванов

С действием положительных обратных связей связывают феномен так называемого Полярного усиления, благодаря которому увеличение приземной температуры воздуха в Арктике в последние десятилетия примерно в 2.5 раза больше, чем в других широтных зонах. Сокращение арктического морского льда стало «спусковым механизмом», обеспечившим интенсификацию обратных связей, которые в условиях преобладания толстого сплоченного льда либо вообще не проявлялись, либо были малоэффективными. В дополнение к хорошо известным и описанным в литературе обратным связям, актуальным для высоких широт, в статье рассмотрены два новых механизма: «сезонная память» в характеристиках ледяного покрова и «атлантификация». Показано, что эти механизмы способствуют дальнейшему сокращению арктического морского льда. В регионе приатлантической Арктики оба механизма действуют согласованно, усиливая конечный результат. Согласно климатическим сценариям прогнозируется, что потепление Арктики усилится в ближайшие десятилетия, вызывая изменения в различных средах. Можно ожидать, что немаловажную роль в этом будут играть положительные обратные связи, обеспечивающие Полярное усиление в современных условиях, когда арктическая климатическая система находится в неустойчивом переходном состоянии.

Ключевые слова: Арктика, Полярное усиление, обратные связи, морской лед, взаимодействие океана и атмосферы.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№15-15-20067, 15-29-06993, 17-05-00558, 17-05-41197 и 18-05-60083).*

Введение

Возрастающий интерес международного научного сообщества к Арктике закономерен и связан с рядом причин. Среди них выделяются две основные: быстрые климатические изменения, в которых Арктика играет ключевую роль и насущная потребность освоения уникальных минеральных и биологических ресурсов региона. Среди приарктических государств Российская Федерация обладает самым протяженным и обширным континентальным шельфом, который в значительной степени обеспечивает стратегически важный экономический и военно-политический потенциал страны. Принимая это во внимание, политическое ру-

ководство России уделяет приоритетное внимание Арктике как стратегическому объекту, в котором хозяйственные, природоохранные и оборонные интересы взаимосвязаны. Особое значение придается научно-исследовательским работам, без систематического проведения которых невозможно надежно оценить происходящие изменения природной среды и дать обоснованный прогноз их развития в будущем.

С середины 1990-х годов в Северном Ледовитом океане (СЛО) наблюдается заметное сокращение морского ледяного покрова. После достижения абсолютного минимума в сентябре 2012 г. сезонные колебания площади распространения ледяного покрова стабилизировались на новом уровне, который на $22 \pm 8\%$ ниже среднеклиматической нормы 1979–2018 гг. (рис. 1). Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на указанную стабилизацию общей площади ледяного покрова на пике сезонного минимума, наблюдается существенная неравномерность его сокращения в различных секторах СЛО в отдельные годы.



ИВАНОВ
Владимир Владимирович
Московский государственный
университет им. М.В. Ломоносова
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт

Так, в начале сентября 2020 г. граница ледяного покрова в восточно-атлантическом секторе СЛО (0–120° в.д.) впервые за период спутникового мониторинга (с 1979 г.) сместилась севернее 85° с.ш. (<https://seaice.unibremen.de/databrowser/>), а практически полное освобождение ото льда окраинных морей сибирского шельфа произошло со значительным опережением средних климатических сроков. Усилившееся таяние и ускорившийся вынос льда из окраинных морей и Арктического бассейна приводит к увеличению площади открытой воды, что оказывает влияние на тепловой баланс в системе «океан–лед–атмосфера», гидрологический режим верхнего слоя океана и биологическую продуктивность.

Зарубежные ученые [1] осторожно предсказывают переход к сезонно-безледному СЛО уже в 2035 году, то есть более чем на 50 лет раньше, чем это прогнозировалось в климатических моделях еще несколько лет назад [2]. В качестве возможной причины ускоренного летнего сокращения арктического морского льда в модельном исследовании [1] предложено сквозное протаивание снежниц – луж талой воды, которые образуются на поверхности льда в летний сезон под действием солнечной радиации. Снежницы на поверхности морского льда образовывались и раньше. Однако в условиях преобладания толстого многолетнего льда, наблюдавшихся в СЛО до середины 2000-х годов, их влияние на таяние льда было практически ничтожно, поскольку сквозного протаивания, как правило, не происходило [3]. Значительное сокращение средней толщины морского льда в СЛО [4] и переход к сезонному ледяному покрову на большей части СЛО после 2007 г. [5] привело к тому, что, даже при неизменной площади снежниц, резко возросло число случаев сквозного протаивания, что, в свою очередь, ускорило разрушение ледяного покрова. Описанный механизм может рас-

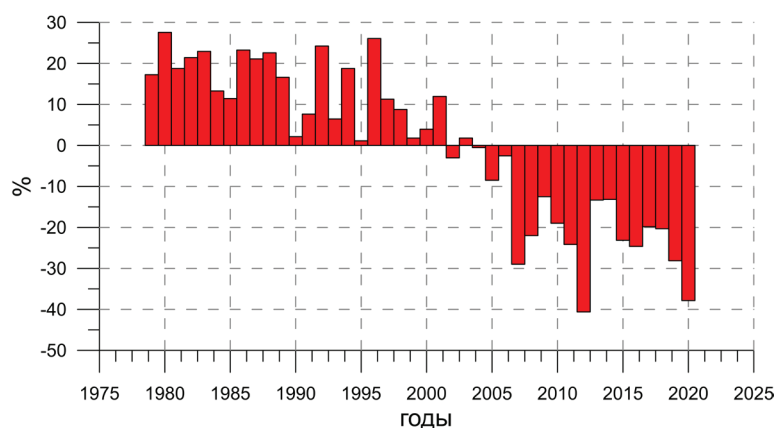


Рис. 1. Аномалия минимального распространения арктического морского ледяного покрова (концентрация льда 15%) в сентябре (%) относительно средней за период спутниковых наблюдений (1979–2019 гг.).

считаться как одно из проявлений генеральной тенденции, которую можно определить как усиление обратных связей в системе «океан–лед–атмосфера». Принципиальным при этом является то, что сокращение площади морского льда и его утоньшение, изначально вызванное повышением температуры воздуха, стало «спусковым механизмом», обеспечившим интенсификацию обратных связей, которые в условиях преобладания толстого сплоченного льда либо вообще не проявлялись, либо были малоэффективными.

С действием положительных обратных связей связывают феномен так называемого Полярного усиления (ПУ), благодаря которому увеличение приземной температуры воздуха в Арктике в последние десятилетия примерно в 2.5 раза больше, чем в других широтных зонах [2]. Известные в настоящее время океанские механизмы ПУ кратко описаны в следующем разделе. В последующих разделах статьи обобщены результаты недавних исследований автора с коллегами, полученные в том числе в рамках проектов РФФИ, и показывающие, что изменение ледового режима СЛО в 2000-е годы создало предпосылки для активизации положительных обратных связей в системе «океан–лед–атмосфера». В первую очередь эти ранее незначимые эффекты проявились в так называемой приатлантической Арктике – части восточно-атлантического сектора СЛО, испытывающей наиболее сильное влияние воздушных и водных масс, поступающих из Северной Атлантики [6]. Результирующее изменение гидрологической структуры верхнего слоя вод обеспечило расширение площади и увеличение продолжительности открытой воды (в том числе в зимний сезон). Подобные изменения дополнительно способствуют повышению приземной температуры воздуха и, соответственно, могут быть отнесены к факторам, вносящим вклад в ПУ в современных климатических условиях.

Океанские механизмы Полярного усиления

Полярное усиление объясняют совокупным эффектом ряда механизмов, действующих в разных средах и на разных временных и пространственных масштабах [7]. Применительно к поверхности океана, частично покрытого льдом, основной движущей силой ПУ считается так называемый «альбедный механизм», связанный с многократным различием между отражательной способностью (альбедо) льда и воды. Появление зон открытой воды в массивах сплоченного льда, вследствие сезонного таяния и разрушения льда, обеспечивает эффективное поглощение коротковолновой солнечной радиации верхним слоем вод в межледном пространстве и его нагрев. Дополнительное таяние льда сбоку и снизу в нагретой воде способствует дальнейшему расширению свободной ото льда поверхности и возрастанию поглощения солнечной радиации, обеспечивая тем самым положительную обратную связь. Необходимо подчеркнуть, что альбедный механизм работает только в летний сезон, когда тепловой баланс поверхности океана положителен (океан получает тепло из атмосферы). В зимний сезон, вследствие многократного различия температуры поверхности воды и льда, наличие открытой воды приводит к противоположному эффекту: быстрому формированию нового льда на открытой водной поверхности за счет интенсивной теплоотдачи в атмосферу, то есть к отрицательной обратной связи.

Термодинамический эффект альбедного механизма может быть усилен динамическим форсингом. Результатами ветрового воздействия атмосферы на ледяной покров являются его механическое разрушение (фрагментация) и движение (дрейф). В условиях сплоченного и толстого ледяного покрова оба процесса не оказывают значимого влияния на сезонные изменения морского льда. С уменьшением сплоченности и расширением свободных ото льда зон ситуация может меняться. С одной стороны, увеличение длины разбега способствует возрастанию высоты ветровых волн, проникновению волн зыби на большее расстояние в зону сплошного ледяного покрова и возрастанию площади фрагментации [8]. С другой стороны, в разреженном льду скорость дрейфа возрастает. Характерные примеры такого рода изменений продемонстрировал дрейф яхты «Тара» в 2006–2007 гг. [9] и экспедиция MOSAiC на борту НИС «Поларштерн» в 2019 г. (<https://mosaic-expedition.org/>). Оба судна примерно следовали историческому дрейфу «Фрама», который длился около трех лет (1893–1896 гг.). Дрейф «Тары» к проливу Фрама

потребовал вдвое меньше времени. Хотя «Поларштерн» был вморожен в лед примерно на 600 миль ближе к проливу Фрама (из-за невозможности найти подходящее ледовое поле для развертывания лагеря), за девять месяцев в свободном дрейфе судно почти достигло архипелага Шпицберген.

Благоприятное сочетание термодинамического и динамического форсингов, вероятно, способно значительно ускорить летнее отступление льда в условиях уменьшенной ледовитости СЛО. Эффективность альбедного механизма возрастает в результате большей фрагментации истончившегося льда и возрастания суммарного периметра льдин, что приводит к интенсификации бокового таяния [10]. Ускоренное летнее очищение ото льда морей сибирского шельфа вследствие более быстрого выноса сравнительно тонкого однолетнего льда в центральный Арктический бассейн ведет к удлинению периода открытой воды, возрастанию теплосодержания верхнего слоя и его углублению вследствие усиления вертикального турбулентного и приливного перемешивания [11]. В летний сезон термодинамический и динамический форсинги действуют согласованно в направлении дальнейшего сокращения ледяного покрова и повышения приземной температуры воздуха, обеспечивающего ПУ. Потенциальные последствия указанных процессов на сезонном масштабе были сформулированы Stroeve *et al.* [12]. Далее будет показано, что некоторые из предсказанных в этой работе сценариев начали находить подтверждение в регионе приатлантической Арктики во второй половине 2010-х годов [13], и описан феномен «атлантификации» Арктики, который может трактоваться, как специфический океанский механизм ПУ, связанный с особенностями водобмена Атлантического и Северного Ледовитого океанов [14].

Сезонная «память» в характеристиках ледяного покрова

Гипотетическая связь альбедного механизма с процессами в другие сезоны описана в [12]. Сформировавшаяся в силу внешних причин (глобальное повышение температуры воздуха) большая площадь открытой воды летом усиливает действие альбедного механизма, что способствует ускоренному очищению ото льда и большей аккумуляции тепла в верхнем слое океана в летний сезон. Наличие избыточного тепла в верхнем слое океана тормозит зимнее нарастание льда, в результате чего к началу сезона таяния толщина льда оказывается меньше. Более тонкий лед быстрее разрушается в следующий летний сезон, что приводит к увеличению площади и продолжительности периода открытой воды. Затем весь цикл повторяется, но уже при уменьшенной начальной площади льда. Описанная схема достаточно условна, поскольку не принимает во внимание время достижения предельной толщины льда, возможный вклад тепла океана, а также динамику океана и ледяного покрова. Предельная толщина льда – это толщина, которая может нарасти в течение одного зимнего сезона [15]. Поскольку по мере утолщения льда скорость его нарастания уменьшается (отрицательная обратная связь), период быстрого роста льда в СЛО, как правило, меньше продолжительности зимнего сезона. Соответственно, задержка в начале ледообразования вследствие наличия избыточного тепла в верхнем слое океана в конце летнего сезона становится существенной только в случае, если она достаточно продолжительна для того, чтобы уменьшить время, необходимое для достижения льдом предельной толщины. До середины 2010-х годов документальных (основанных на данных наблюдений) свидетельств, что такая ситуация складывалась в каких-то

районах СЛО, не встречалось. Однако анализ результатов ансамблевых расчетов на климатических моделях [16] показал статистически значимую «память» об избыточном летнем нагреве в параметрах ледяного покрова, превышающую типичный спектр «красного шума», в котором значимая корреляция теряется на масштабе около трех месяцев [17].

В статье [13] выполнен сравнительный анализ параметров верхнего слоя вод и характера энергообмена между океаном и атмосферой в центральной части моря Лаптевых в контрастирующие по ледовым условиям 2003, 2005 и 2013, 2015 годы. Возрастание сезонности морского льда в море Лаптевых после 2007 г. (рис. 2) создало базовые предпосылки для возрастания теплосодержания верхнего слоя океанических вод вследствие отступления летней границы льда к северу и удлинению периода открытой воды. С наступлением осеннего охлаждения скорость теплопотерь из верхнего перемешанного слоя вод в первую очередь определяется преобладающей атмосферной циркуляцией и связанными с ней погодными условиями, контролирующими интенсивность турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой (в отсутствие приходящей коротковолновой солнечной радиации). При характерной средней интенсивности теплоотдачи из океана в атмосферу в диапазоне 100–200 Вт/м² для достижения в верхнем перемешанном слое температуры точки замерзания потребовалось менее суток в 2003 и в 2005 гг., от трех до шести дней в 2013 г. и от 16 до 32 дней в 2015 г. Последнее означает заметную задержку начала ледообразования в 2015 году, которая была зафиксирована на спутниковых снимках. Для средней зимней приземной температуры воздуха в море Лаптевых -30 °С, эмпирическая формула Н.Н. Зубова [18] дает толщину однолетнего льда после 180 дней роста льда, равную 182 см. Уменьшение временного интервала на 16–32 дня приводит к уменьшению толщины однолетнего льда на 8–17 см. Несмотря на малость этой величины, спутниковые измерения

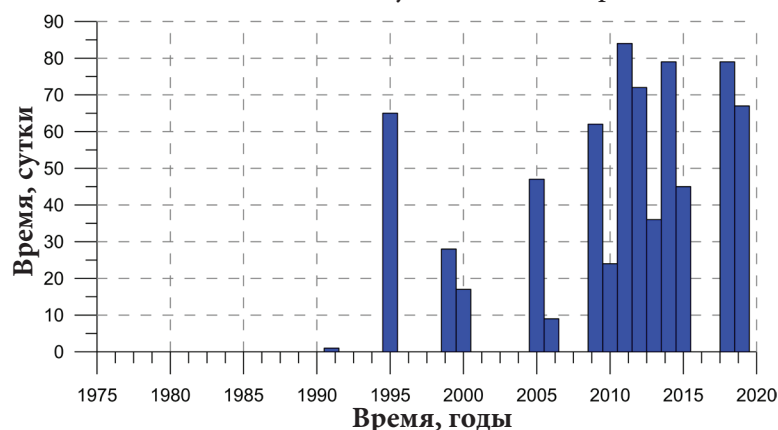


Рис. 2. Временной ряд продолжительности периода открытой воды (концентрация льда меньше 15%) в море Лаптевых: на основе данных из Cavalieri et al. [20].

ями позволяют ее зафиксировать [19]. Кроме того, на более коротких временных интервалах при более позднем начале замерзания относительное истончение льда может быть более значимым, что, с учетом описанного в предыдущем разделе динамического воздействия, способно повлиять на сплоченность ледяного покрова в середине зимы.

На основе описанных результатов были исследованы возможные связи между средней площадью/протяженностью льда в августе-октябре и в декабре-феврале для двух репрезентативных арктических регионов: евразийского сегмента, определенного в границах 90° – 120° в.д., и амеразийского сегмента, определенный в границах 150° в.д. – 150° в.д. Широтные границы обоих сегментов были взяты одинаковыми: 65° – 80° с.ш. «Сезонная память», характеризующаяся согласованным изменением параметров ледяного покрова в последовательные сезоны, была выявлена в евразийском сегменте в период с 2007–2017 гг. (рис. 3а), тогда как в амеразийском сегменте такой сезонной памяти обнаружено не было, несмотря на более сильное сокращение летней протяженности/площади льда в этом регионе после 2007 г. (рис. 3б). Возможное объяснение этого «евразийско-американского» контраста связано с преобладающим режимом циркуляции атмосферы над Арктическим бассейном СЛО в осенний период 2010-х гг. Зональный поток на северной периферии антициклонической циркуляции переносит теплый и влажный воздух из североευропейского бассейна через моря сибирского шельфа до западной окраины Восточно-Сибирского моря, замедляя, таким образом, остывание поверхностных вод осенью. В амеразийском сегменте, напротив, усиленная циклоническая циркуляция доставляет холодный воздух из Гренландии, ускоряя охлаждение верхнего

перемешанного слоя вод и сокращая временной интервал до начала ледообразования.

Следует отметить, что в 2018 и 2019 гг. задержка начала ледообразования в море Лаптевых составила более одного месяца (<https://seaice.uni-bremen.de/databrowser>). С учетом этого, аномально раннее очищение моря Лаптевых (в начале июля) в 2020 г. (<https://seaice.uni-bremen.de/databrowser>) может рассматриваться как дополнительное свидетельство усиления положительной обратной связи между параметрами океана и ледяного покрова на сезонном масштабе.

Атлантификация СЛО

В процитированной в предыдущем разделе статье [16] показано, что экстремальные величины корреляции летней температуры верхнего слоя вод с параметрами ледяного покрова в последующий зимний сезон географически привязаны к районам поступления атлантических и тихоокеанских вод в Арктический бассейн СЛО. Исходя из этого можно предположить, что вертикальная структура водных масс ниже перемешанного слоя является значимым фактором, определяющим сезонную память в характеристиках ледяного покрова. На большей части

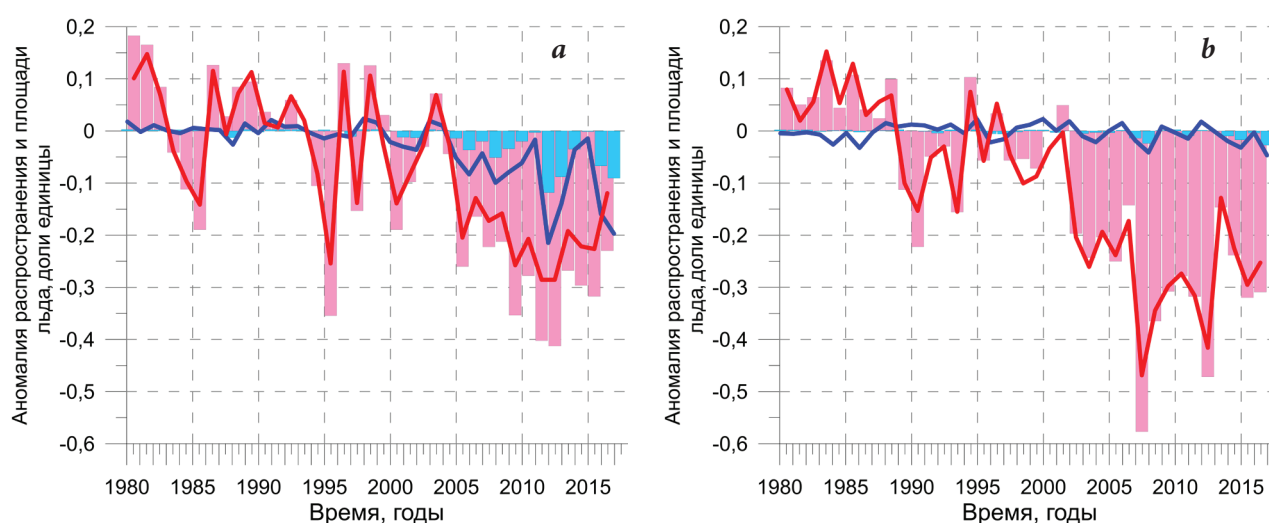


Рис. 3. Временные ряды аномалий распространения (столбики) и площади (линии) морского льда в долях единицы в августе-октябре (красный цвет) и декабре-феврале следующего года (синий цвет) для: а – Евразийского сегмента СЛО (90° – 120° в.д., 65° – 80° с.ш.); б – амеразийского сегмента СЛО (150° в.д. – 150° з.д., 65° – 80° с.ш.).

Арктического бассейна поступающие из Атлантического океана теплые и соленые воды (АВ) расположены в диапазоне глубин 150–900 м [21] и изолированы от верхнего перемешанного слоя сильно стратифицированной по плотности структурной зоной (халоклином/пикноклином), препятствующей вертикальному перемешиванию. Исключения составляют западная часть бассейна Нансена (между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа) и юго-западная часть Баренцева моря, где верхняя граница АВ может достигать поверхности океана [6]. Скорость охлаждения и распреснения верхней части АВ по мере ее движения в указанных районах непосредственно зависит от состояния ледяного покрова [22, 23]. Сокращение площади и толщины морского льда в СЛО в 1990-е – 2010-е годы привело к уменьшению объема талой воды, смешивающейся с АВ, что обусловило увеличение температуры и солености верхнего перемешанного слоя вод. В силу преобладающего вклада солености в плотность воды при низких температурах результатом подобных изменений стало ослабление вертикальной плотностной стратификации на нижней границе перемешанного слоя.

В условиях ослабленной плотностной стратификации возникли предпосылки для более глубокого перемешивания вдоль траекторий переноса АВ в бассейне Нансена и в Баренцевом море. Последствия произошедших изменений отчетливо проявились в западной части бассейна Нансена во второй половине 2010-х годов через аномально низкую концентрацию льда в зимний сезон (рис. 4) и были объяснены действием положительной обратной связи, инициированной возрастанием глубины зимней термической конвекции [13]. При достижении конвекцией слоя АВ поднимаемая к поверхности океана теплая и соленая вода препятствует формированию льда [23].

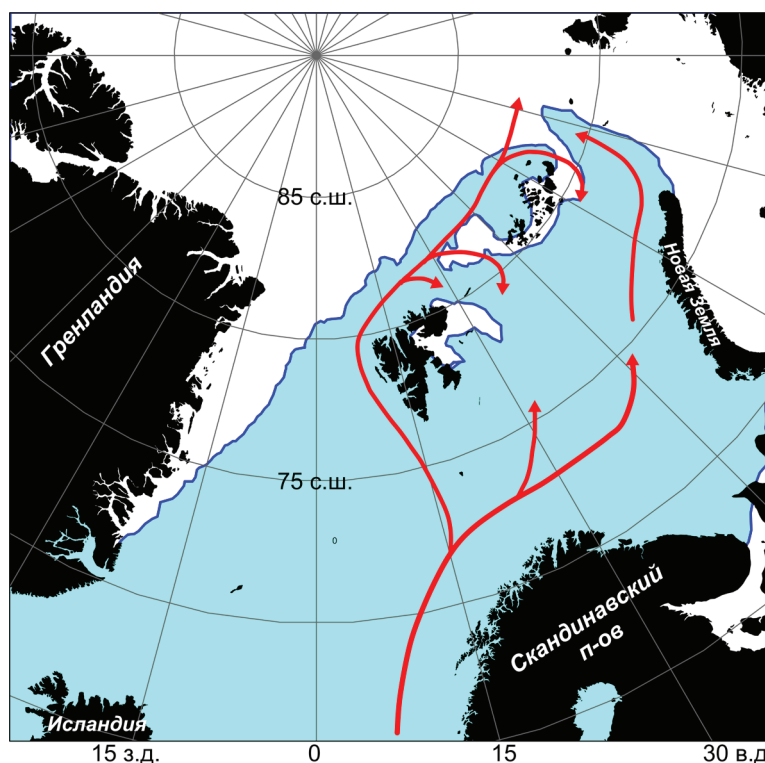


Рис. 4. Положение границы распространения ледяного покрова (концентрация льда 15%) 26 февраля 2016 г. (на основе спутниковой карты из архива <https://seaice.uni-bremen.de/databrowser/>); генеральная схема переносов АВ показана красными стрелками.

Охлаждаясь у поверхности вследствие интенсивной теплоотдачи из океана в атмосферу, эта вода опускается глубже своего исходного положения, что приводит к подъему на поверхность океана новой порции теплой и соленой воды из нижележащего слоя АВ. Через этот механизм реализуется положительная обратная связь, поддерживающая открытую воду в зимний сезон в районах с ослабленной вертикальной плотностной стратификацией. Описанный механизм положительной обратной связи, суть которого состоит в усилении влияния тепла поступающих в СЛО вод атлантического происхождения на ледяной покров, был определен как «атлантификация» [14]. Необходимо подчеркнуть, что реализация «атлантификации», так же, как и формирование рассмотренной в предыдущем разделе «сезонной памяти», изначально вызваны сокращением морского ледяного покрова как необходимым предварительным условием. При наличии сплошного толстого льда сильная плотностная стратификация на нижней границе верхнего перемешанного слоя препятствует глубокому проникновению конвекции и эффективно работающая обратная связь не формируется [23].

Результаты недавних исследований показали, что атлантификация (в указанном выше смысле) начала проявляться и на дальней границе приатлантической Арктики – в восточной части бассейна

Нансена [24]. Согласно [25], в 2015–2018 гг. верхняя граница АВ поднялась до глубины 80 м против типичных 150 м в этом районе, что создает благоприятные условия для вовлечения теплых и соленых вод в верхний перемешанный слой и таяние льда снизу в зимний сезон, что ранее не отмечалось.

Обсуждение и выводы

В настоящее время большинство ученых-климатологов принимают утверждение, что положительные обратные связи в системе «океан–лед–атмосфера» являются одной из главных причин Полярного усиления, обеспечивающего ускоренный рост приземной температуры воздуха в Арктике на фоне ее более медленного роста в низких широтах. В дополнение к хорошо известным и описанным в литературе обратным связям, актуальным для высоких широт (а именно: альбедный механизм, большая скорость падения температуры воздуха с увеличением высоты (*lapse rate*), меридиональный перенос тепла в атмосфере и океане, облачный покров и водяные пары, сажа на снегу и др. [7]), в статье рассмотрены два новых механизма: «сезонная память» в характеристиках ледяного покрова и «атлантификация». Специфической особенностью указанных обратных связей является то, что их эффект стал заметно проявляться только после значительного сокращения площади арктического морского льда, вызванного другой причиной – глобальным повышением температуры воздуха.

Феномен «сезонной памяти» в параметрах морского льда известен достаточно давно [21]. Однако в условиях ледового режима, характерного для второй половины XX века, взаимосвязь между параметрами ледяного покрова в последовательные сезоны отмечалась лишь для окраинных морей в отдельные годы с аномальной ледовитостью. Переход на качественно иной ледовый режим, характеризующийся преобладанием однолетнего льда, создал предпосылки для формирования устойчивой «сезонной памяти» в параметрах ледяного покрова в восточно-атлантическом секторе СЛО после 2007 г. Механизмом формирования «сезонной памяти» является накопление избыточного тепла в верхнем перемешанном слое в условиях продолжительного существования открытой воды в летний сезон. Когда этого тепла оказывается достаточно, чтобы существенно отсрочить начало замерзания, это приводит к уменьшению толщины льда и сопряженному через динамический атмосферный форсинг уменьшению концентрации льда в последующий зимний сезон. В случае значительной задержки в начале ледообразования (более одного месяца?) можно ожидать смещения сроков вскрытия весной и полного очищения ото льда ле-

том на более ранние, то есть реализации положительной обратной связи уже в годовом масштабе, что было гипотетически предположено в [12]. В подобном контексте аномально раннее очищение моря Лаптевых (в начале июля) в 2020 году может быть объяснено именно этим явлением.

Термин «атлантификация» (в широком смысле) означает усиление влияния тепла поступающих в СЛО вод атлантического происхождения на ледяной покров [14]. Основным проводником «атлантификации» в приатлантической Арктике выступает зимняя термическая конвекция, обеспечивающая эффективный вертикальный теплообмен между слоем атлантической воды и верхним перемешанным слоем. Причиной возрастания интенсивности зимней конвекции является сокращение площади и толщины морского льда в летний сезон. Уменьшение объема образующейся при таянии льда воды приводит к возрастанию солезапаса верхнего перемешанного слоя, ослаблению вертикальной плотностной стратификации и созданию благоприятных предпосылок для более глубокого конвективного перемешивания в последующий осенне-зимний сезон. Несбалансированный приток тепла к поверхности океана из слоя АВ замедляет нарастание льда и/или способствует его таянию. Охлаждение и распреснение в верхней части атлантического слоя замедляется, что обеспечивает более дальнейшее проникновение теплой и соленой воды вблизи поверхности океана и дополнительное таяние льда вдоль траектории переноса АВ. Благодаря такой положительной обратной связи существует гипотетическая возможность распространения «атлантификации» на восточную часть бассейна Нансена, что обсуждается в ряде недавно опубликованных статей (Polyakov *et al.*, [25, 26]).

Рассмотренные в статье обратные связи способствуют дальнейшему сокращению арктического морского льда, что в свою очередь ведет к их

дополнительному усилению. В регионе приатлантической Арктики оба механизма действуют согласованно, усиливая конечный результат. Более интенсивный летний прогрев верхнего квазиоднородного слоя за счет пониженной ледовитости может на каком-то этапе привести к ситуации, когда поступающая в Арктический бассейн АВ сольется с прогретым верхним перемешанным слоем (то есть сезонный термоклин заметно ослабеет или даже сменит знак?). Следствием этого может стать резкое возрастание глубины зимнего конвективного перемешивания

вдоль траектории распространения АВ, в результате чего теоретически возможна ситуация, наблюдавшаяся в климатических условиях XX века в Норвежском море и в западной части Баренцева моря: круглогодично безледный режим, поддерживаемый интенсивной теплоотдачей из океана в атмосферу.

Согласно климатическим сценариям IPCC [27] прогнозируется, что потепление Арктики, наблюдаемое сегодня, усилится в ближайшие десятилетия, вызывая изменения в различных средах, с последствиями как внутри, так и за пределами Арктики. Можно ожидать, что немаловажную роль в этом будут играть положительные обратные связи, обеспечивающие Полярное усиление в современных условиях, когда арктическая климатическая система находится в неустойчивом переходном состоянии.

Литература

1. M. Guarino, L.C. Sime, D. Schröder, I. Malmierca-Vallet, E. Rosenblum, M. Ringer, J. Jeff Ridley, D. Feltham, C. Bitz, E.J. Stei, E. Wolff, J. Stroeve, A. Sellar
Nat. Clim. Change, 2020, **10**, 928. DOI: 10.1038/s41558-020-0865-2.
2. IPCC, 2014: *Summary for Policymakers In Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds C.B. Field et al., USA, NY, New York and United Kingdom, Cambridge, Cambridge University Press, 2014, pp. 1–32. (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WGIIAR5-PartA_FINAL.pdf).
3. А.П. Макинас
Тепловой баланс арктических льдов в зимний период, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1984, 67 с.
4. D.A. Rothrock, Y. Yu, G.A. Maykut
Geophys. Res. Lett., 1999, **26**(23), 3469. DOI: 10.1029/1999GL010863.
5. В.В. Иванов, В.А. Алексеев, Т.А. Алексеева, Н.В. Колдунов, И.А. Репина, А.В. Смирнов
Исследования Земли из космоса, 2013, №4, 50.
6. В.В. Иванов
Дисс. докт. физ.-мат наук, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, РФ, Москва, 2012, 305 с.
7. M. Serreze, R. Barry
Global Planet. Change, 2011, **77**, 85. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
8. M.G. Asplin, R. Galley, D. G. Barber, S. Prinsenberg
J. Geophys. Res., 2012, **117**, C06025. DOI: 10.1029/2011JC007221.
9. J.-C. Gascard, J. Festy, H. le Goff et al.
Eos Trans. AGU, **89**(3), 21. DOI: 10.1029/2008EO030001.
10. D.K. Perovich, B. Light, H. Eicken, K.F. Jones, K. Runciman, S.V. Nghiem
Geophys. Res. Lett., 2007, **34**, L19505. DOI: 10.1029/2007GL031480.
11. A.V. Pnyushkov, I.V. Polyakov
J. Phys. Oceanogr., 2012, **42**(1), 78. DOI: 10.1175/JPO-D-11-064.1.
12. J.C. Stroeve, M.C. Serreze, M.M. Holland, J.E. Kay, J. Malanik, A.P. Barrett
Climatic Change, 2012, **110**, 1005. DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1.
13. V.V. Ivanov, I.A. Repina
IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci., 2019, **231**, 012024. DOI: 10.1088/1755-1315/231/1/012024.
14. П.В. Аксенов, В.В. Иванов
Проблемы Арктики и Антарктики, 2018, **64**(1), 42. DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.
15. Ю.П. Доронин, Д.Е. Хейсин
Морской лед, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1975, 318 с.
16. E. Blanchard-Wrigglesworth, K. C. Armour, C.M. Bitz, E. Deweaver
J. Climate, 2011, **24**(1), 231. DOI: 10.1175/2010JCLI3775.1.
17. R.W. Lindsay, J. Zhang
J. Climate, 2005, **18**(22), 4879. DOI: 10.1175/JCLI3587.1.
18. Н.Н. Зубов
Льды Арктики, СССР, Москва, Изд. Главсевморпути, 1945, 360 с.
19. V.A. Alexeev, J.E. Walsh, V.V. Ivanov, V.A. Semenov, A.V. Smirnov
Environ. Res. Lett., 2017, **12**(8), 084011. DOI: 10.1088/1748-9326/aa7a1d.
20. D.J. Cavalieri, C.L. Parkinson, P. Gloersen, H.J. Zwally
Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Ver. 1, USA, Colorado, Boulder, NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 1996 (updated yearly). DOI: 10.5067/8GQ8LZQVL0VL.
21. Е.Г. Никуфоров, А.О. Шнайхер
Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1980, 269 с.
22. S. Lind, R.B. Ingvaldsen, T. Furevik
Nat. Clim. Change, 2018, **8**, 634. DOI: 10.1038/s41558-018-0205-y.
23. V.V. Ivanov, A.V. Smirnov, V.A. Alexeev, N.V. Koldunov, I.A. Repina, V.A. Semenov
J. Geophys. Res.: Oceans, 2018, **123**, 6581. DOI: 10.1029/2018JC013995.
24. I.V. Polyakov, A.V. Pnyushkov, M.B. Alkire, I.M. Ashik, T.M. Baumann, E.C. Carmack, I. Goszczko, J. Guthrie, V.V. Ivanov, T. Kanzow, R. Krishfield, R. Kwok, A. Sundfjord, J. Morison, R. Rember, A. Yulin
Science, 2017, **356**(6335), 285. DOI: 10.1126/science.aai82.
25. I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, M.B. Alkire, T.M. Baumann, E.C. Carmack, R. Ingvaldsen, V.V. Ivanov, M. Janout, S. Lind, L. Padman, A.V. Pnyushkov, R. Rember
J. Climate, 2020, **33**, 8107. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
26. IPCC, 2018: *Summary for Policymakers In Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty*, Eds V. Masson-Delmotte et al., in press, pp. 1–24. (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/05/SR15_SPM_version_report_LR.pdf).

New Mechanisms of Polar Amplification Triggered by the Arctic Sea Ice Loss*

Vladimir V. Ivanov

Lomomosov Moscow State University
1 Leninskiye Gory, GSP-1,
Moscow, 119991, Russia
Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
St. Petersburg, 199397, Russia
vladimir.ivanov@aari.ru

Abstract

The effect of positive feedbacks is associated with the phenomenon of the so-called Polar amplification, due to which an increase of the surface air temperature in the Arctic in recent decades was approximately 2.5 times higher than in the other latitudinal zones. Reduction of the Arctic sea ice acted as a “trigger” that provided an intensification of feedbacks, which were either not manifested at all or were ineffective under the conditions of the prevalence of thick consolidated ice. In addition to the well-known and described in the literature feedbacks that are acting in high latitudes, two new mechanisms are introduced: “seasonal memory” in the ice cover properties and “atlantification”. It has been shown that these mechanisms contribute to the further reduction of the Arctic sea ice. In the East-Atlantic sector of the Arctic Ocean both mechanisms operate in concert, enhancing the end result. According to climate scenarios, Arctic warming is projected to intensify in the coming decades, causing changes in various environments. It can be expected that an important role in this will be played by positive feedbacks that provide the Polar amplification in modern conditions, when the Arctic climate system is in an unstable transitional state.

Keywords: Arctic, Polar amplification, feedback loops, sea ice, ocean-atmosphere interaction

**The work was financially supported by RFBR (projects 15-15-20067, 15-29-06993, 17-05-00558, 17-05-41197 and 18-05-60083).*

Images & Tables

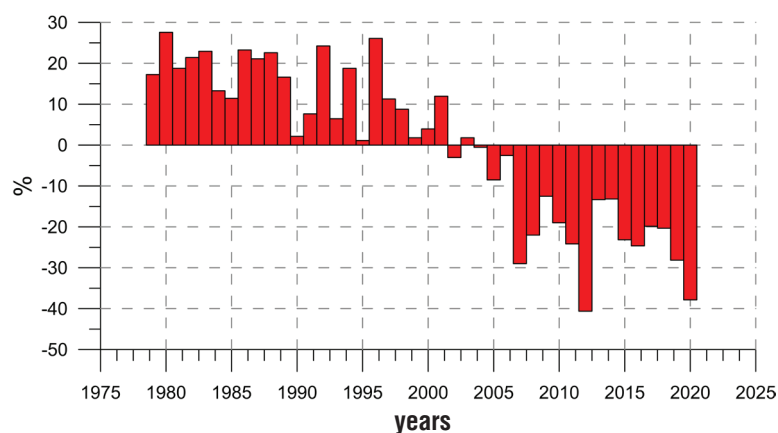


Fig. 1. Anomaly of the minimum distribution of the Arctic sea ice extent (the border of ice concentration less than 15%) in September (%) relative to the average for the period of satellite observations (1979–2019). Based on data from Cavalieri et al. (1996, updated).

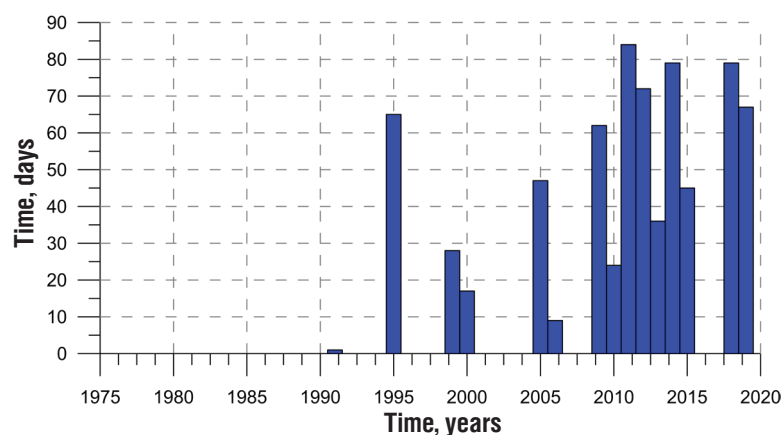


Fig. 2. Time series of the duration of the open water period (ice concentration less than 15%) in the Laptev Sea. Based on data from Cavalieri et al. (1996, updated).

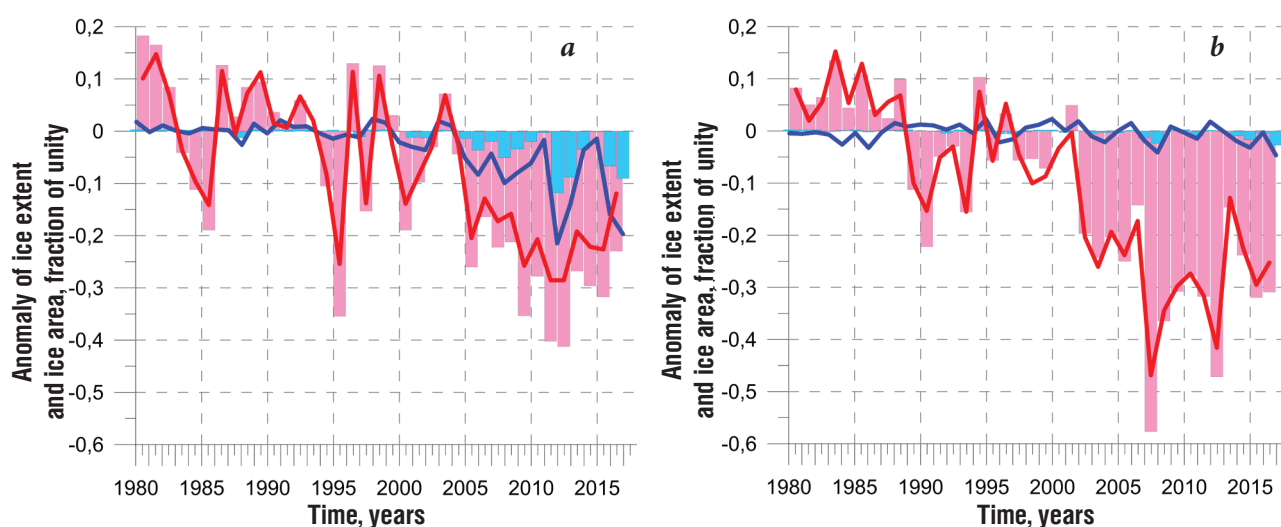


Fig. 3. Time series of anomalies of ice extent (bars) and ice area (lines) in fractions of a unit in August-October (red) and December-February of the next year (blue) for: a – the Eurasian segment of the Arctic Ocean (90–120 ° E, 65–80 ° N), and b – Amerasian segment of the Arctic Ocean (150 ° E – 150 ° W, 65–80 ° N).

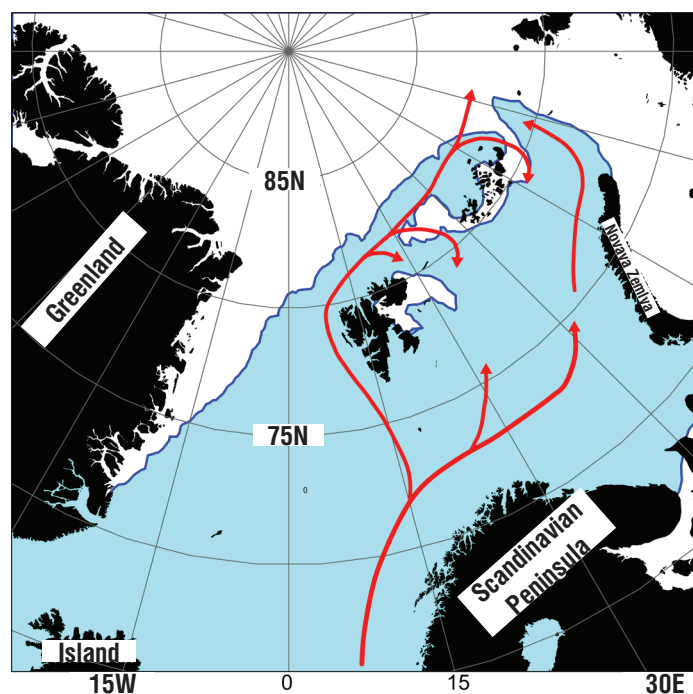


Fig. 4. Ice cover extent (the border of ice concentration less than 15%) on February 26, 2016. Based on a satellite map from the archive: <https://seaiice.uni-bremen.de/databrowser>. The general scheme of Atlantic Water pathways is shown by red arrows.

References

1. *M. Guarino, L.C. Sime, D. Schröder, I. Malmierca-Vallet, E. Rosenblum, M. Ringer, J. Jeff Ridley, D. Feltham, C. Bitz, E.J. Stei, E. Wolff, J. Stroeve, A. Sellar*
Nat. Clim. Chang., 2020, **10**, 928. DOI: 10.1038/s41558-020-0865-2.
2. IPCC, 2014: *Summary for Policymakers In Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds C.B. Field et al., USA, NY, New York, and United Kingdom, Cambridge, Cambridge University Press, 2014, pp. 1–32. (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WGIIAR5-PartA_FINAL.pdf).
3. *A.P. Makshtas*
Teplotovoy balans arkticheskikh ldov v zimniy period [Heat Balance of Arctic Sea Ice in Winter], USSR, Leningrad, Gydrometeoizdat, 1984, 67 pp.
4. *D.A. Rothrock, Y. Yu, G.A. Maykut*
Geophys. Res. Lett., 1999, **26**(23), 3469.
DOI: 10.1029/1999GL010863.
5. *V.V. Ivanov, V.A. Alexeev, T.A. Alexeeva, N.V. Koldunov, I.A. Repina, A.V. Smirnov*
Issledovanie Zemli iz kosmosa [Earth Exploration from Space], 2013, №4, 50 (in Russian).
6. *V.V. Ivanov*
D. Sci. Thes. (Physics & Mathematics) [Dissertation for the degree of a Doctor of physical and mathematical sciences], Shirshov Institute of Oceanology, RAS, RF, Moscow, 2012, 305 pp. (in Russian).
7. *M. Serreze, R. Barry*
Global Planet. Change, 2011, **77**, 85.
DOI: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
8. *M.G. Asplin, R. Galley, D. G. Barber, S. Prinsenberg*
J. Geophys. Res., 2012, **117**, C06025. DOI: 10.1029/2011JC007221.
9. *J.-C. Gascard, J. Festy, H. le Goff et al.*
Eos Trans. AGU, **89**(3), 21. DOI: 10.1029/2008EO030001.
10. *D.K. Perovich, B. Light, H. Eicken, K.F. Jones, K. Runciman, S.V. Nghiem*
Geophys. Res. Lett., 2007, **34**, L19505.
DOI: 10.1029/2007GL031480.
11. *A.V. Pnyushkov, I.V. Polyakov*
J. Phys. Oceanogr., 2012, **42**(1), 78. DOI: 10.1175/JPO-D-11-064.1.
12. *J.C. Stroeve, M.C. Serreze, M.M. Holland, J.E. Kay, J. Malanik, A.P. Barrett*
Climatic Change, 2012, **110**, 1005.
DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1.
13. *V.V. Ivanov, I.A. Repina*
IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci., 2019, **231**, 012024.
DOI: 10.1088/1755-1315/231/1/012024.
14. *P.V. Aksenov, V.V. Ivanov*
Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research], 2018, **64**(1), 42 (in Russian).
DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.
15. *Yu.P. Doronin, D.E. Kheysin*
Morskoy led [Sea Ice], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1975, 318 pp. (in Russian).
16. *E. Blanchard-Wrigglesworth, K. C. Armour, C.M. Bitz, E. Deweaver*
J. Clim., 2011, **24**(1), 231. DOI: 10.1175/2010JCLI3775.1.
17. *R.W. Lindsay, J. Zhang*
J. Clim., 2005, **18**(22), 4879. DOI: 10.1175/JCLI3587.1.
18. *N.N. Zubov*
Ldy Arktiki, [Arctic Ice], USSR, Moscow, Glavsevmorputi Publ. House, 1945, 360 pp. (in Russian).
19. *V.A. Alexeev, J.E. Walsh, V.V. Ivanov, V.A. Semenov, A.V. Smirnov*
Environ. Res. Lett., 2017, **12**(8), 084011.
DOI: 10.1088/1748-9326/aa7a1d.
20. *D.J. Cavalieri, C.L. Parkinson, P. Gloersen, H.J. Zwally*
Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Ver. 1, USA, Colorado, Boulder, NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 1996 (updated yearly).
DOI: 10.5067/8GQ8LZQVL0VL.
21. *E.G. Nikiforov, A.O. Shpaykher*
Zakonomernosti formirovaniya krupnomashtabnykh kolebaniy gidrologicheskogo rejima Severnogo Ledovitogo okeana [Features of Formation of Large-Scale Oscillations of Hydrological Regime of the Arctic Ocean], Leningrad, Gydrometeoizdat Publ., 1980, 269 pp. (in Russian).
22. *S. Lind, R.B. Ingvaldsen, T. Furevik*
Nat. Clim. Change, 2018, **8**, 634.
DOI: 10.1038/s41558-018-0205-y.
23. *V.V. Ivanov, A.V. Smirnov, V.A. Alexeev, N.V. Koldunov, I.A. Repina, V.A. Semenov*
J. Geophys. Res.: Oceans, 2018, **123**, 6581.
DOI: 10.1029/2018JC013995.
24. *I.V. Polyakov, A.V. Pnyushkov, M.B. Alkire, I.M. Ashik, T.M. Baumann, E.C. Carmack, I. Goszczko, J. Guthrie, V.V. Ivanov, T. Kanzow, R. Krishfield, R. Kwok, A. Sundfjord, J. Morison, R. Rember, A. Yulin*
Science, 2017, **356**(6335), 285. DOI: 10.1126/science.aai82.
25. *I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, M.B. Alkire, T.M. Baumann, E.C. Carmack, R. Ingvaldsen, V.V. Ivanov, M. Janout, S. Lind, L. Padman, A.V. Pnyushkov, R. Rember*
J. Climate, 2020, **33**, 8107. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
26. IPCC, 2018: *Summary for Policymakers In Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty*, Eds V. Masson-Delmotte et al., in press, pp. 1–24.
(https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/05/SR15_SPM_version_report_LR.pdf).

Изменения в содержании пресной воды в Арктическом бассейне, сокращение морского ледяного покрова и потепление в Арктике

Г.В. Алексеев, А.В. Смирнов, А.В. Пнюшков, А.Е. Вязилова,
М.Ю. Кулаков, Н.И. Глок, Н.Е. Харланенкова

Определены изменения в содержании и притоках пресной воды в верхний 100-метровый слой Арктического бассейна от десятилетия к десятилетию с 1950-х до 2010-х годов. Используются данные отечественных экспедиционных исследований Арктического бассейна в 1950-х – 1970-х годах, объединенные с данными экспедиций 1980-х – 2010-х годов. Содержание пресной воды (СПВ) в 1990–2000-е годы снижалось в Евразийской и росло в Американо-Азиатской частях Арктического бассейна. Сокращение СПВ произошло в результате увеличенного с 1990-х годов притока атлантической воды и осолонения верхнего 100-метрового слоя вопреки росту осадков, речного стока и таяния морского льда. Установлено влияние притока воды из тропиков Северной Атлантики на климатические изменения в структуре вод Арктического бассейна, на сокращение морского ледяного покрова и потепление в Арктике с запаздыванием на 2–3 года. Используются методы многомерного корреляционного анализа, расчет спектров и когерентностей, построение корреляционных графов.

Ключевые слова: Арктический бассейн, пресноводный баланс, атлантическая вода, низкие широты, переносы в Арктику, потепление, сокращение льда.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-60107).*

Введение

Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана (СЛО) формируется с участием глобального гидрологического цикла и реагирует на глобальные изменения климата. Атмосферный перенос влаги из низ-

ких 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 океана. Пресная вода, поступающая в Арктику с полярной ветвью глобального гидрологического цикла, аккумулируется в верхнем слое океана и препятствует вертикальному перемешиванию



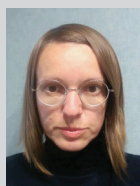
АЛЕКСЕЕВ
Генрих Васильевич
профессор,
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



СМИРНОВ
Александр Викторович
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ПНЮШКОВ
Андрей Васильевич
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ВЯЗИЛОВА
Анастасия Евгеньевна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



КУЛАКОВ
Михаил Юрьевич
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ГЛОК
Наталья Ивановна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ХАРЛАНЕНКОВА
Наталья Евгеньевна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт

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. Вода из верхнего слоя выносятся 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 изменяют динамические и термодинамические свойства верхнего слоя океана и время пребывания поступающей пресной воды и, тем самым, влияют 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].

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 [2, 3]. Для понимания причин изменений содержания пресной воды (СПВ) в Арктическом бассейне представляет интерес работа Häkkinen and Proshutinsky [4], в которой выполнено моделирование межгодовой изменчивости СПВ в Северном Ледовитом океане и проанализированы источники этой изменчивости за период 1951–2002 гг. При этом приток речных вод и поступление воды через Берингов пролив, а также осадки 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. Было найдено, что эффект накачки присутствует, но его влияние на распределение солености 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 соленость.

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 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 [5], 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. было показано [6], 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.

В начале 1990-х гг. в климатической системе Арктики произошел сдвиг в сторону потепления, обнаруженный, в частности, в повышении температуры воды, поступающей в Арктический бассейн из Северной Атлантики через пролив Фрама [7]. Усилился атмосферный приток тепла и влаги из прилегающих областей над Северной Атлантикой и Тихим океаном [8]. Эти процессы сопровождались изменениями температуры и солености водных масс Арктического бассейна под влияни-

ем возросших притока атлантической воды, поступления со стоком рек, осадками и от таяния льда [9].

Карты максимальной температуры в слое АВ, построенные по данным океанографических съемок, выполненных в десятилетия 1990-х и 2000-х годов [10], показывают повсеместное повышение температуры относительно 1970-х годов, достигающее 1.0 °C в потоке АВ вблизи материкового склона. Верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с положением нулевой изотермы, поднялась на несколько десятков метров (до 60 м и более) относительно ее положения до начала потепления. Уменьшилась глубина, на которой отмечалась максимальная температура в слое атлантической воды. Положение нижней границы слоя АВ, также определяемой по глубине нулевой изотермы, понизилось, что в совокупности с подъемом верхней границы свидетельствует об увеличении объема АВ в Арктическом бассейне. Столь масштабные изменения в одном из слоев повлияли на вертикальную структуру всей водной толщи Арктического бассейна. Выполненное исследование позволило проследить такие изменения с 1950-х до конца 2010-х гг. Были использованы дополненные массивы океанографических данных, новые результаты экспедици-

онных наблюдений, усовершенствованные методы интерполяции и построения сеточных полей, выполнены оценки составляющих притока пресной воды в арктические моря и в Арктический бассейн.

Вода из Атлантики через Норвежское, Гренландское и Баренцево моря поступает в Арктический бассейн, где занимает слой от 150 до 700 метров, это вода с положительной температурой и более высокой соленостью по сравнению с выше- и нижележащими водами [3, 11]. Увеличение притока и повышение температуры поступающей атлантической воды влияет на структуру водных масс в Арктическом бассейне и на приток тепла к вышележащему слою и нижней поверхности морского льда над основным потоком АВ [12]. Истоки изменений притока АВ обнаруживаются в тропиках Северной Атлантики, температура поверхности океана (ТПО) в которых влияет и на атмосферный транспорт тепла и влаги в Арктику – основную причину потепления здесь в зимний период [13].

В статье представлены результаты исследований изменений содержания пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна от десятилетия к десятилетию по данным наблюдений с 1950-х по 2010-е годы, а также рассмотрена связь притока АВ в Арктический бассейн с изменениями ТПО в тропической Северной Атлантике и получены оценки притоков, влияющих на содержание пресной воды.

Данные и методы

Для исследования изменений в содержании пресной воды использованы данные океанографических наблюдений в Арктическом бассейне с 1950-х гг. по 2018 г., полученные на дрейфующих станциях «Северный полюс» в 1950–1980-е

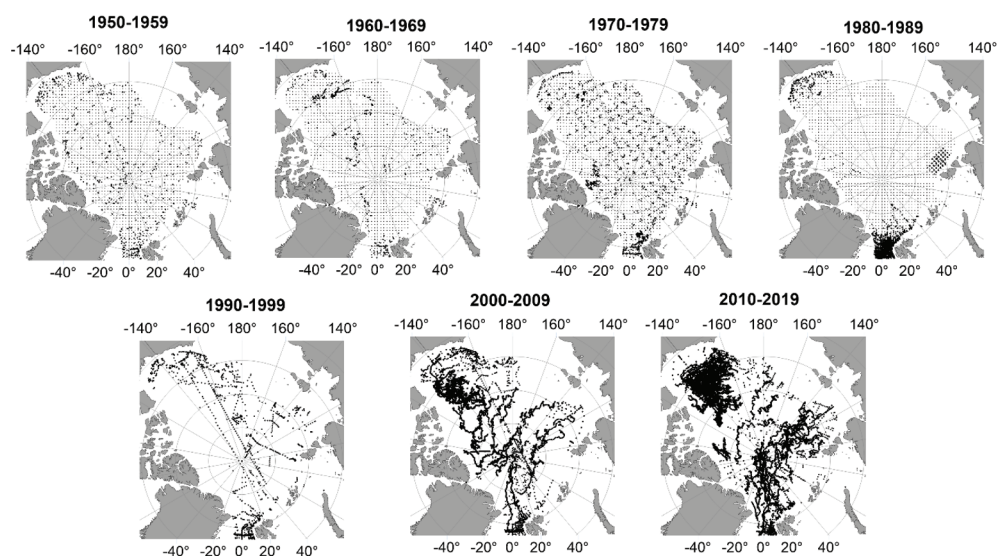


Рис. 1. Пространственное распределение океанографических данных по акватории Арктического бассейна по десятилетиям. Серым цветом показано положение узлов сеточных данных атласа EWG [14]. Точками обозначены океанографические станции.

и в 2000-е гг., в Высокоширотных воздушных экспедициях в 1950-е и в 1970-е гг., в судовых экспедициях в 1990–2010-е гг., с помощью автономных дрейфующих буёв ИТР (Ice Tethered Profilers) в 2000–2010-е гг. Для десятилетий 1950–1980 гг. дополнительно использовались сеточные данные температуры и солёности на стандартных горизонтах из атласа Environmental Working Group (EWG) [14]. На *рис. 1* представлены карты распределения океанографических станций по акватории Арктического бассейна по десятилетиям 1950-х – 2010-х гг. Регион исследования включал в себя весь Арктический бассейн с глубинами больше 500 м. При построении средних полей в узлах регулярной сетки использовался алгоритм DIVAnd [15], позволяющий проводить многомерный вариационный анализ случайно распределённых в пространстве наблюдений. Содержание пресной воды рассчитывалось для верхнего слоя 0–100 м относительно солёности 34.80 ‰ и усреднялось по всему бассейну и отдельным его частям в соответствии с разделением на районы (*рис. 2*).

Для оценки вклада процессов замерзания – таяния в изменения СПВ использовался расчет параметров ледяного покрова на совместной модели «океан–лед» AARI-IOCM [16]. На модели рассчитывались сплоченность, толщина, торосистость льда и его объем. По объему льда рассчитаны нарастание и сокращение объема за каждый годовой цикл «замерзание – таяние».

Притоки пресной воды включали осадки и речной сток. Данные по осадкам получены из массивов данных проекта GPCC (Global Precipitation Climatology Center), данные по речным расходам – из массивов данных RArcticNet и ArcticGRO. Воды, поступающие из Атлантики в Баренцево море, характеризовались изменениями температуры в слое 50–200 м на разрезе по Кольскому меридиану по данным ПИНРО, размещенным на сайте Полярного фили-

ала ВНИРО (<http://www.pinro.vniro.ru>). Температура воды на Кольском разрезе использована как эффективный индикатор распространения сигнала потепления вдоль пути потока АВ в Арктический бассейн через Баренцево море и через пролив Фрама.

На основе анализа распространения сигнала потепления из тропической Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн и далее в Арктический бассейн построена схема распространения и граф корреляционных связей между изменениями температуры воды в районах с учетом запаздываний. Связь между климатическими изменениями в низких широтах и в Арктике представлена в виде графа корреляций.

Использованы данные реанализов NCEP за 1948–2020 гг., ERA5 за 1979–2020 гг., данные наблюдений на арктических гидрометеорологических станциях за 1951–2020 гг., данные о площади арктических морских льдов, представленные на сайтах ААНИИ и NSIDC (США), данные о температуре поверхности океана из реанализа HadISST за 1979–2020 гг. [17].

При построении графов использованы корреляции между рядами сглаженных значений параметров атмосферы и океана. В аналогичных схемах с использованием несглаженных рядов значения корреляций на 0.10–0.20 ниже, оставаясь при этом значимыми на 95%-м уровне с теми же запаздываниями. Тренды при расчете корреляций между низкими широтами и Арктикой из климатических рядов не удалялись, поскольку существует функциональная связь между изменениями климата в низких широтах и в Арктике вследствие обмена между областями положительного и отрицательного радиационного баланса на Земном шаре. Расчеты и сравнение спектральной плотности рядов и когерентности между ними до и после удаления трендов показали, что удаление тренда

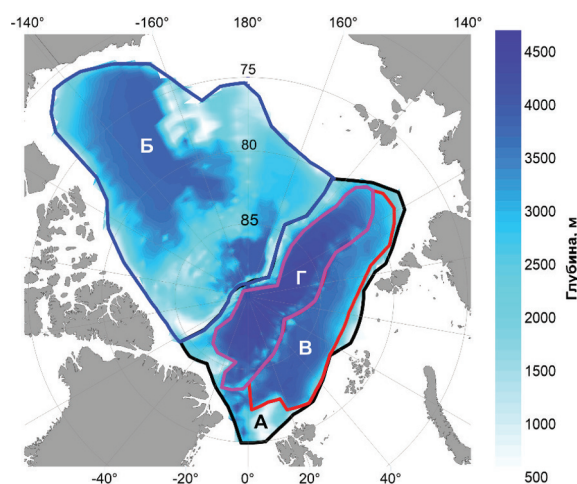


Рис. 2. Географические районы Арктического бассейна: А – Евразийская часть, Б – Амеразийская часть, В – бассейн Нансена, Г – бассейн Фрама.

из ряда климатических параметров в низких широтах устраняет долгосрочные изменения.

Результаты и обсуждение

1. Изменения содержания пресной воды в верхнем 100-м слое Арктического бассейна в 1950-е – 2010-е годы

Увеличение притока АВ в 1990-е гг. привело к увеличению ее вклада в водную толщу Арктического бассейна, а сохранение объема должно было произойти за счет сокращения толщины верхнего наиболее динамичного слоя. Соответственно, должно было уменьшиться содержание пресной воды в этом слое. Расчеты изменений среднего за десятилетие СПВ в слое 0–100 м с 1950-х по 2010-е гг. во всём бассейне и его частях подтвердили такое развитие событий (рис. 3)

На рис. 3 виден переход к понижению СПВ в Евразийской и росту в Амеразийской части бассейна в 1990-е – 2010-е гг. при постепенном росте среднего СПВ во всём бассейне. В 1950-е – 1980-е гг. СПВ в Амеразийской части было выше в два с лишним раза в слое 0–100 м, почти в два раза в слое 0–50 м и почти в три раза в слое 50–100 м. В 1990–2010-е превышение увеличивалось и к 2010-м годам достигло почти четырехкратного в слое 0–100 м, более чем трехкратного в слое 0–50 м и пятикратного значения в слое 50–100 м.

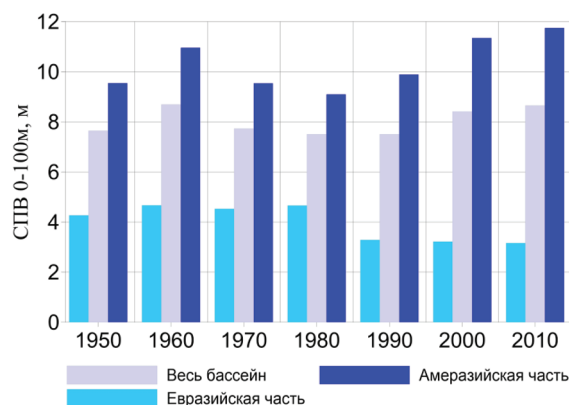


Рис. 3. Диаграмма средних за десятилетие значений СПВ в Арктическом бассейне, Евразийской и Амеразийской частях бассейна.

Влияние потока АВ на СПВ проявляется особенно заметно в бассейнах Нансена и Фрама, где распространяется основной поток АВ, а влияние притоков пресной воды – в области круговорота Бофорта, в котором накапливается пресная вода. Диаграмма на рис. 4 показывает значительные изменения СПВ в этих районах. Понижение СПВ в 1990-е гг. значительнее в бассейне Фрама по сравнению с бассейном Нансена, где СПВ было изначально ниже, а после 1990-х гг. разность между СПВ в бассейнах сократилась. В области круговорота Бофорта, наоборот, произошел рост СПВ, более всего в 2000-е и 2010-е гг. Ранее заметное повышение СПВ в области круговорота отмечено в 1960-е гг.

В области круговорота Бофорта в 1950–1980-е гг. СПВ было в три – четыре раза выше, чем в бассейне Нансена, а в 1990–2010-е гг. почти в пять раз больше в слое 0–50 м и в 10–11 раз в слое 50–100 м. В эти годы самый заметный рост СПВ в области круговорота относительно 1970-х гг. отмечен в слое 0–50 м (на 36%).

2. Притоки пресной воды в арктические моря и Арктический бассейн

Источниками роста СПВ в Амеразийском секторе Арктического бассейна послужили увеличившиеся притоки пресной воды с речным стоком и осадками. В среднем за год приток более всего определяется речным стоком (42%), затем притоком через Берингов пролив (32%) и осадками за вычетом испарения (26%) [18]. Половина среднего за год притока речных вод приходится на три крупнейшие сибирские реки: Обь, Енисей и Лена [19]. Суммарный сток трех сибирских рек и крупнейшей североамериканской реки Маккензи составляет около 60% среднегодового объема поступающих в арктические моря пресных вод [20]. Суммарный среднегодовой сток шести рек (Обь, Лена, Енисей, Колыма, Маккензи, Индигирка) растет, так же как и среднегодовые

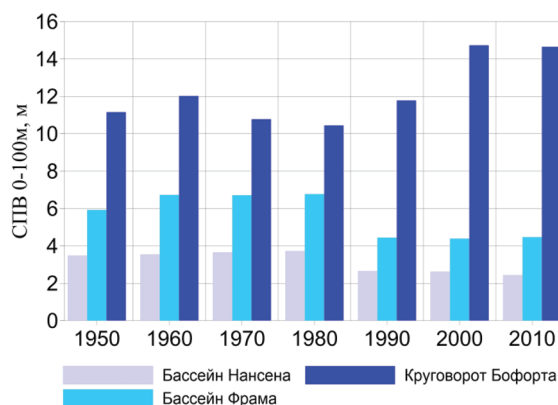


Рис. 4. Диаграмма средних за десятилетие значений СПВ в районах с наибольшими изменениями.

расходы рассматриваемых рек, более всего в 2000-е и, особенно, в 2010-е гг. (таблица 1).

Осадки рассчитаны для акватории Арктического бассейна и прилегающих арктических морей – Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта общей площадью 8.881 млн км². Исходные данные об осадках за месяц осреднялись по всей области для каждого месяца, суммировались за год и умножались на площадь акватории, затем находилось среднее за десятилетие годовое количество осадков.

Совместный годовой приток пресной воды с речным стоком и осадками, средний за десятилетие, представлен в таблице 1.

Приток от осадков уменьшен на объем потерь от испарения. В работе Serreze *et al.* [18], осадки оценены величиной 3 300 км³/год, а испарение 1 200 км³/год. Отношение испарение/осадки равно 0.36. Тогда $(P-E) = 0.64 \cdot P$. Мы использовали это отношение для расчета $(P-E)$ в таблице 1.

Вклад таяния морского льда определяется разностью между летним стаиванием и зимним нарастанием. Эта разность на основе расчета параметров ледяного покрова на совместной модели «океан–лед» AARI-IOCM отрицательна для всего Арктического океана, то есть за год намерзает льда больше, чем тает. Превышение нарастания равно годовому выносу льда за вычетом роста летнего стаивания льда. При стабильном климате рост стаивания равен нулю, а при потеплении – возрастает.

В таблице 2 приведены результаты расчетов средних за десятилетие годовых объемов (км³) роста стаивания льда в Арктическом океане.

Очевидно, что средний за десятилетие ежегодный прирост таяния льда составляет малую часть годового выноса льда через пролив Фрама, равного 2400 ± 640 км³ по оценке [21].

Таблица 1. Средние за десятилетия годовой сток шести крупнейших рек (Обь, Лена, Енисей, Колыма, Индигирка, Маккензи) и годовые осадки на акватории Арктического бассейна и арктических морей, рассчитанные по данным массива GPCC

Десятилетие	Годовой сток, км ³	Годовые осадки – испарение, км ³	Приток, км ³
1980–1989	1 930	1 483	3 413
1990–1999	1 991	1 413	3 404
2000–2009	2 113	1 588	3 701
2010–2019	2 033	1 830	3 863

Таблица 2. Средние за десятилетия годовые объемы прироста стаивания льда ($V_{min}^{g-1} - V_{min}^g$) в Арктическом бассейне*

Десятилетие	ΔV_{melt} , км ³ /год
1981–1989	153
1990–1999	41
2000–2009	359
2010–2017	127

* V_{min}^{g-1} – минимальный в годовом цикле объем льда в (g-1)-м году.

В круговороте Бофорта вклад таяния льда в опреснение верхнего слоя оценивался до 50% [22]. Наши оценки изменений объема льда в области круговорота Бофорта (71–80° с.ш., 130–160° з.д.) по расчетам на модели AARI-IOCM не показали заметного превышения зимнего нарастания над летним таянием. Среднее за 1980–2019 гг. превышение таяния над замерзанием здесь составляет в среднем 15 км³ в годовом цикле. Максимальная величина превышения летнего таяния 420 км³ получена в 2008 г. Оценки рассчитаны без учета экспорта льда за пределы круговорота, учет которого увеличит объем зимнего нарастания и уменьшит объем летнего таяния. Наблюдаемое в последние два десятилетия накопление пресной воды в круговороте происходит прежде всего за счет притоков извне – от осадков, речной воды, а также воды от таяния льда в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, где в расчетах на модели отмечено превышение таяния над намерзанием льда.

3. Влияние притока АВ на содержание пресной воды в Арктическом бассейне

Самое большое сокращение СПВ (более чем в два раза относительно 1970-х гг.) произошло в слое 50–100 м Евразийской части бассейна в 2000–2010-е гг. Причиной

сокращения послужил рост солености в этом слое, расположенном над слоем АВ. Влияние АВ на сокращение СПВ в слое 50–100 м заметнее всего в бассейне Нансена, по которому проходит поток АВ. Здесь СПВ в 2000–2010-е гг. сократилось более чем на 60%. Наблюдения на разрезах, выполнявшихся в эти годы вблизи материкового склона бассейна Нансена, зафиксировали подъем верхней границы слоя АВ и рост солености в вышележащем слое [23]. Верхний промежуточный слой между АВ и опресненной приповерхностной водой становится более соленым. Эти изменения были вызваны возросшим притоком более соленой и теплой АВ, который увеличился в 1990-е гг., именно тогда произошли самые заметные рост солености в слое 100 м и сокращение СПВ. В последующем увеличенный приток АВ сохранялся, а тепло и соль из расширившегося слоя АВ постепенно распространялись в вышележащий слой, давая основания для заключения об «атлантификации» верхнего слоя в Евразийской части Арктического бассейна [24]. Увеличение объема АВ способствовало также сокращению СПВ в верхнем слое в результате уменьшения его толщины [25]. В бассейне Фрама, к северу от бассейна Нансена, сокращение СПВ в слое 50–100 м составило 50%. Изначально СПВ здесь

в слое 0–50 м было более чем в 1.5 раза, а в слое 50–100 м в 2–2.5 раза выше, чем в бассейне Нансена из-за разности соленостей.

4. Влияние ТПО в тропической Северной Атлантике на потепление и приток атлантической воды в Арктический бассейн

Анализ распространения потепления из тропической Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн и далее, в Арктический бассейн, позволил построить схему, показанную на рис. 5. Ряды температуры АВ в районах Арктического бассейна сформированы путем выборки из экспедиционных наблюдений за 1963–2015 гг. в квадратах менее 200×200 км, координаты центров которых указаны на схеме и в подписи к рис. 5. Выбиралась максимальная температура АВ на температурном профиле в точке, попадающей в квадрат, и ее значение относилось к центру квадрата. Полученные ряды ежегодных значений температуры АВ имели пропуски и для расчета корреляций формировались пары рядов с учетом пропусков.

Аномалии ТПО в тропической Атлантике и в проливе Фрама разделяют четыре года, за которые происходит ряд взаимодействий между циркуляцией в океане и атмосфере. Далее аномалия распространяется в Арктическом бассейне в слое АВ, проявляясь последовательно у мыса Арктический (арх. Северная Земля), в точке 80° с.ш., 120° в.д. и достигает через пять лет района Северного полюса. Между районами Atl и Km на схеме время запаздывания три года, а между Atl и Fram четыре года при равном или несколько большем расстоянии от Atl до Km. Причина в большей скорости прохождения сигнала через Норвежское и Баренцево моря из-за особенностей атмосферной циркуляции – циклоны проходят через Баренцево море и в их перед-

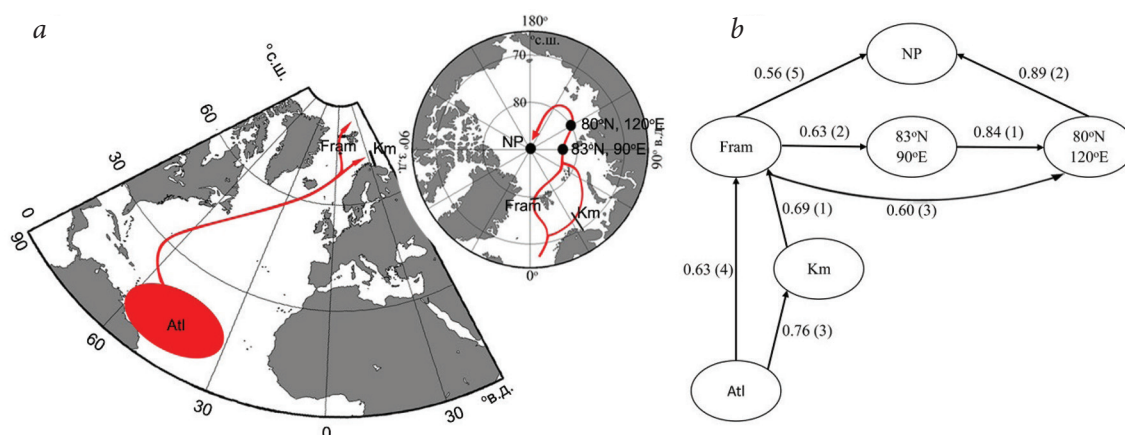


Рис. 5. Распространение сигнала потепления из тропической Северной Атлантики в Арктический бассейн: а – схема распространения сигнала потепления (Atl – область в тропической Северной Атлантике; Km – разрез по Кольскому меридиану в Баренцевом море; Fram – пролив Фрама; 93°N 90°E – район с центром 83° с.ш., 90° в.д.; 80°N 120°E – район 80° с.ш., 120° в.д.; NP – район Северного полюса); б – граф корреляционных связей между изменениями температуры воды в районах с учетом запаздываний (в скобках годы).

ней части юго-западные и западные ветра ускоряют перенос воды, а в тылу – северо-восточный и северный ветра над Норвежским и Гренландским морями замедляют перенос в Западно-Шпицбергенском течении (ЗШТ). Корреляции и запаздывания между аномалиями в проливе Фрама, районом Северного полюса и точкой 80° с.ш., 120° в.д. не противоречат условию транзитивности по запаздываниям (2+1+2) и (2+1) и корреляциям ($0.63 \cdot 0.84 \cdot 0.89 \leq 0.56$) и ($0.63 \cdot 0.84 \leq 0.60$).

Значения коэффициентов корреляции 0.60 и 0.56 приводятся для проверки транзитивности корреляций и добеганий между пунктами на схеме. АВ от Fram к NP распространяется не прямо, а по траектории вдоль материкового склона и хребта Ломоносова (как на схеме).

Сравнение средней температуры АВ в проливе Фрама в разные десятилетия показывает (таблица 3) быстрый рост в 1990-е гг. в результате увеличения притока и роста температуры АВ. То же показывают наблюдения в Западно-Шпицбергенском течении у берегов Шпицбергена, взятые с сайта норвежской мониторинговой системы MOSJ (Environmental Monitoring of Svalbard and Jan Mayen, <http://www.mosj.no/>).

5. Связь между ростом ТПО, температуры воздуха и содержания водяного пара в низких широтах и сокращением морского ледяного покрова в Арктике

Влияние аномалий ТПО на приток атлантической воды в Баренцево море подтверждено выше корреляцией между ТПО в тропиках Северной Атлантики и температурой воды ($T_{км}$) на разрезе по Кольскому меридиану, которая является репрезентативным индикатором изменений притока АВ. $T_{км}$ представляет температуру воды в слое 50–200 м в декабре–феврале, когда исключен приток тепла сверху, а сток тепла из воды в атмосферу мало влияет на температуру потока в слое 50–200 м. Температура воды в Баренцевом море ($T_{км}$) и ТПО в Атлантическом и Индийском океанах коррелируют с коэффициентами 0.76 и 0.74, соответственно, при одинаковом лаге $T_{км}$ в 27 месяцев

[26]. Это означает, что влияние ТПО передается через один и тот же режим атмосферной циркуляции, влияющий на океанический перенос тепла в Северной Атлантике. Таким режимом является Североатлантическое колебание (САК), изменяющееся под влиянием аномалий ТПО в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Обратное соотношение между САК и ТПО в Северной Атлантике более всего заметно при самых низких и самых высоких среднегодовых значениях САК. Положительные аномалии ТПО в низких широтах Северной Атлантики способствуют отрицательной фазе САК, при которой зональная составляющая ветра над Северной Атлантикой ослабевает и положительная аномалия ТПО формируется на всей акватории Северной Атлантики. При отрицательной аномалии ТПО и положительном индексе САК зональный ветер усиливается, что способствует охлаждению океана и формированию отрицательной аномалии ТПО.

Положительные аномалии ТПО в тропиках Северной Атлантики проявляются на третий год в Норвежском и Баренцевом морях [26]. Отсюда усиленные потоки тепла и влаги поступают в зимний период на акваторию Арктического бассейна и арктических морей вплоть до моря Лаптевых. В результате растет поток нисходящей длинноволновой радиации, с которым связано более 70% межгодовой изменчивости максимального объема льда в Арктическом бассейне и арктических морях.

Тесная взаимосвязь между изменениями параметров атмосферы

Таблица 3. Температура воды в проливе Фрама и в Западно-Шпицбергенском течении в десятилетия 1920-х – 2010-х годов по данным экспедиционных наблюдений

Температура, °С	Годы									
	1920-е	1930-е	1940-е	1950-е	1960-е	1970-е	1980-е	1990-е*	2000-е	2010-е
$T_{Фр}$	5.30	5.67	—	4.66	4.12	4.26	4.37	5.70	5.94	5.96
$T_{ЗШТ}$	—	—	—	—	4.15	4.26	4.53	5.45*	5.62	5.44

* Значение 2.24 за 1998 год при расчете среднего за десятилетие исключено.

и морского льда в Арктике представлена в виде графа корреляций, представляющего сокращенное описание зависимости между климатическими изменениями воздействия на нарастание морского льда и достигнутым максимальным объемом льда в апреле (рис. 6).

Воздействие атмосферы на лед аппроксимировано суммой градусней мороза (SGDM), изменяющейся под влиянием нисходящей длинноволновой радиации (STRD). STRD, в свою очередь, зависит от изменения содержания водяного пара в атмосфере (TCWV) и приповерхностной температуры воздуха (SAT). Направление воздействия указано стрелкой, а его результат – коэффициентом корреляции над стрелкой.

Схема влияния ТПО в низких широтах Северной Атлантики на перенос тепла и влаги в Арктику показана на рис. 7. Согласно схеме, повышение температуры поверхности океана в низких широтах приводит к увеличению температуры воздуха и содержания водяного пара в атмосфере. Усиленная циркуляция атмосферы и океана способствует переносу более теплого и влажного воздуха и нагретой воды в высокие широты. Связь между климатическими изменениями в низких широтах и в Арктике представлена в виде графа корреляций (рис. 7).

В овалах на схеме указаны параметры атмосферы и океана, изменения которых связаны между собой. Связи обозначены стрелками, у которых проставлены соответствующие коэффициенты корреляции. Рядом в скобках проставлены запаздывания (в годах). Внизу в скобках коэффициенты корреляции без тренда. Линии без стрелок отражают формальные корреляции между параметрами. Ряды коррелируемых параметров сглажены скользящим осреднением с временным окном 3 года.

Граф показывает влияние роста ТПО в низких широтах на сокращение зимнего объема морского льда и потепление в Арктике. В центре

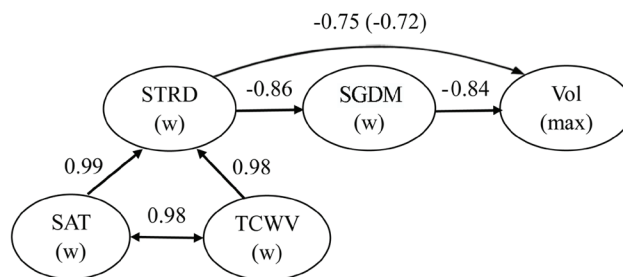


Рис. 6. Граф корреляций между характеристиками атмосферы и морского льда в Арктике за 1979–2020 гг. Цифры над стрелками – коэффициенты корреляции между параметрами, которые указаны внутри эллипсов. В скобках указан коэффициент, отражающий транзитивность корреляций ($|0.86| \cdot |0.84| \leq |-0.75|$).

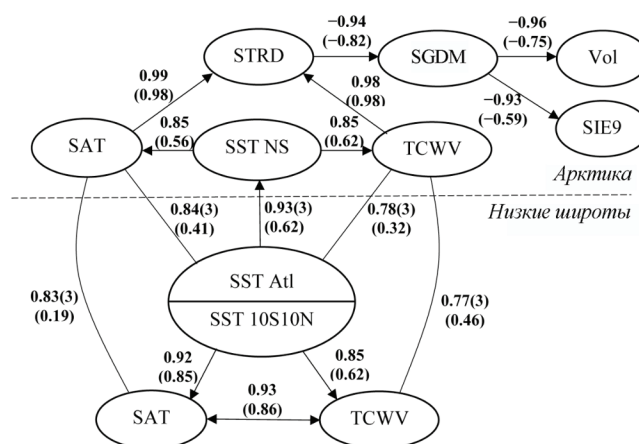


Рис. 7. Граф корреляций, связывающих повышение ТПО в низких широтах и уменьшение количества морского льда в Арктике.

схемы находится ТПО в низких широтах, представленная ТПО в экваториальной области 10° ю.ш. – 10° с.ш. в августе (SST 10S10N), определяющей изменения температуры (SAT) и содержания водяного пара (TCWV) в области $0-25^\circ$ с.ш. в октябре, и ТПО в тропической части Северной Атлантики ($5-25^\circ$ с.ш., $60-20^\circ$ з.д.) в октябре (SST Atl). Вода из этой части Северной Атлантики поступает в Норвежское, Гренландское и Баренцево моря и влияет на изменения ТПО зимой через 27 месяцев (на 3-й год). Индикатором изменений ТПО служит температура воды в слое 50–200 м на разрезе по Кольскому меридиану в декабренваре (SST NS). Последующий рост температуры воздуха (SAT) и содержания водяного пара (TCWV) в Арктике способствуют повышению притока длинноволновой радиации к поверхности снега и льда (STRD), уменьшению суммы отрицательных температур воздуха (SGDM) и сокращению зимнего объема льда (Vol) и летней площади льда (SIE9).

На графах указаны корреляции между рядами сглаженных по 3 года значений параметров атмосферы и океана. В аналогичных схемах с использованием несглаженных рядов значения корреляций

на 0.10–0.20 ниже, оставаясь при этом значимыми на 95%-м уровне с теми же запаздываниями. Также мы не удаляли тренды из климатических рядов при расчете корреляцией между низкими широтами и Арктикой, поскольку существует функциональная связь между изменениями климата в низких широтах и в Арктике. Связь возникает вследствие обмена между областями положительного и отрицательно-го радиационного баланса на земном шаре, что отражается и в климатических моделях. Отклонения от строгой функциональной зависимости вызваны неточностями в эмпирическом описании процессов, которые можно устранить, например, с помощью регрессионной модели. Корреляция – это приближительная оценка регрессионной зависимости, поскольку квадрат коэффициента корреляции (без удаления тренда) равен коэффициенту детерминации уравнения регрессии.

В статистике рассмотрен случай функциональной зависимости и предложены методы оценки ее параметров [27], не требующие исключения трендов. Сравнение спектральной плотности рядов и когерентности между ними до и после удаления трендов показывает, что удаление тренда из ряда климатических параметров в низких широтах устраняет долгосрочные изменения, а краткосрочные колебания в низких широтах и в Арктике слабо связаны друг с другом.

Выполненное исследование подтверждает особое значение роста ТПО в низких широтах для развития потепления и сокращения морского льда в Арктике. В то же время глобальные модели климата недооценивают положительные тенденции потепления океана в низких широтах [28]. В результате глобальные совместные модели с меньшей достоверностью воспроизводят особенности изменения климата в отдельных регионах средних и высоких широт, чем модели атмосферной циркуляции с наблюдаемым потеплением в тропических океанах [29, 30].

Заключение

Впервые установлены изменения в содержании и притоках пресной воды в верхний слой Арктического бассейна от десятилетия к десятилетию с 1950-х до 2010-х гг. и связь между изменениями в Арктическом бассейне и в тропической Северной Атлантике.

Содержание пресной воды в верхнем 100-метровом слое Арктического бассейна в 1990–2000-е гг. понижалось в Евразийской и росло в Американо-Азиатской его частях. В среднем во всем бассейне преобладал рост из-за большего вклада Американо-Азиатской части,

занимающей 61% площади бассейна. Наибольшее содержание пресной воды во всем бассейне отмечено в 1960-е гг., предшествующие отрицательной соленостной аномалии в Северной Атлантике в 1960–1970-х гг.

Сокращение СПВ в Евразийском бассейне произошло в результате увеличенного с 1990-х годов притока атлантической воды и осолонения верхнего 100-метрового слоя вопреки росту осадков и речного стока в Арктический бассейн.

Накопление пресной воды происходит в круговороте Бофорта и во всей Американо-Азиатской части бассейна. В круговороте Бофорта СПВ в слое 0–100 м увеличилось в 2000–2010-х гг. на 36% по сравнению с 1970-ми гг. Более всего (на 46%) СПВ увеличилось в этот период в верхнем 50-метровом слое. Среднегодовой приток от шести рек (Обь, Лена, Енисей, Колыма, Маккензи, Индигирка), составляющий 60% среднего за год притока речных вод, и от осадков за вычетом испарения вырос с 1980-х к 2010-м гг. на 450 км³/год (13%).

Оценка вклада таяния морского льда в пресноводный баланс Арктического бассейна на основе расчета параметров ледяного покрова на совместной модели «океан–лед» AARI-IOCM показала, что за год намерзает льда больше, чем тает, на величину годового выноса льда из бассейна за вычетом роста летнего стаивания льда. При стабильном климате рост стаивания равен нулю, а при наблюдаемом потеплении с 1980 г. возрастает в среднем на 170±140 км³/год, а в 2000–2010 гг. на 243±140 км³/год.

Впервые установлена и количественно оценена климатическая связь между увеличением ТПО, температуры воздуха, содержания водяного пара в низких широтах и сокращением морского ледяного покрова в Арктике. Показано, что более 70% межгодовой изменчивости максимального объема льда

в Арктическом океане связано с изменениями нисходящей длинноволновой радиации.

Тесная взаимосвязь между изменениями параметров атмосферы и морского льда в Арктике представлена в виде графа корреляций, представляющего сокращенное описание зависимости между климатическими изменениями воздействия на нарастание морского льда и достигнутым максимальным объемом льда в апреле.

Связь между климатическими изменениями в низких широтах и в Арктике также представлена в виде графа корреляций. Использованы корреляции между рядами сглаженных значений параметров атмосферы и океана, которые находятся в пределах 0.78–0.96 по абсолютной величине. В анало-

гичных схемах с использованием несглаженных рядов значения корреляций на 0.10–0.20 ниже, оставаясь при этом значимыми на 95% уровне с теми же запаздываниями.

Тренды из климатических рядов при расчете корреляцией между низкими широтами и Арктикой не удалялись, поскольку существует функциональная связь между изменениями климата в низких широтах и в Арктике.

Показано особое значение роста ТПО в низких широтах для развития потепления и сокращения морского льда в Арктике, что открывает возможность климатического прогнозирования изменений климата и количества морского льда в Арктике.

Отмечено, что глобальные модели климата недооценивают положительные тенденции потепления океана в низких широтах и с меньшей достоверностью воспроизводят особенности изменения климата в отдельных регионах средних и высоких широт, чем модели атмосферной циркуляции с наблюдаемым потеплением в тропических океанах.

Литература

1. G.V. Alekseev, L.V. Bulatov, V.F. Zakharov
B *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*, Eds E.L. Lewis et al., Netherlands, Dordrecht, Springer, 2000, pp. 589–608.
DOI: 10.1007/978-94-011-4132-1_24.
2. A. Proshutinsky, M.A. Johnson
J. Geophys. Res., 1997, **102**, 12493.
DOI: 10.1029/97JC00738.
3. А.Ф. Трешников, Г.И. Баранов
Структура циркуляции вод Арктического бассейна, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1972, 158 с.
4. S. Häkkinen, A. Proshutinsky
J. Geophys. Res. Ocean., 2004, **109**, C3.
DOI: 10.1029/2003JC001940.
5. A. Proshutinsky, R. Krishfield, D. Barber
J. Geophys. Res., 2009, **114**, C00A08. DOI: 10.1029/2008JC005162.
6. M. Muilwijk, L.H. Smedsrud, M. Ilıcak, H. Drange
J. Geophys. Res. Ocean., 2018, **123**(11), 8159.
DOI: 10.1029/2018JC014327.
7. Г.В. Алексеев, Л.В. Булатов, В.Ф. Захаров, В.В. Иванов
Доклады РАН. Науки о Земле, 1997, **356**, 401.
8. X. Zhang, A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, J.C. Comiso
Geophys. Res. Lett., 2008, **35**(22), L22701.
DOI: 10.1029/2008GL035607.
9. T.D. Prowse, A. Bring, E.C. Carmack, M.M. Holland, A. Instanes, J. Mard, T. Vihma, F.J. Wrona
B *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA)*, Norway, Oslo, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2017, pp. 175–176.
10. Г.В. Алексеев, Н.Е. Иванов, А.В. Пнюшков, Н.Е. Харланенкова
В *Метеорологические и геофизические исследования*, РФ, Москва, Паульсен, 2011, с. 7–28. DOI: 10.13140/RG.2.1.2235.6009.
11. В.Т. Тимофеев
Водные массы Арктического бассейна, СССР, Ленинград, Гидрометиздат, 1960, 190 с.
12. I.V. Polyakov, J.E. Walsh, R. Kwok
Bull. Am. Meteorol. Soc., 2012, **93**(2), 145.
DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
13. G. Alekseev, S. Kuzmina, L. Bobylev, A. Urazgildeeva, N. Gnatiuk
Int. J. Climatol., 2019, **39**(8), 3582. DOI: 10.1002/joc.6040.
14. Environmental Working Group (EWG). *Joint US Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Winter Period*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 1997. (<http://ns.noaa.gov/atlas>).
15. A. Barth, J.-M. Beckers, C. Troupin, A. Alvera-Azcárate, L. Vandenbulcke
Geosci. Model Dev., 2014, **7**(1), 225.
DOI: 10.5194/gmd-7-225-2014.
16. М.Ю. Кулаков, А.П. Макутас, С.В. Шумилин
Проблемы Арктики и Антарктики, 2012, **2**(97), 6.
17. N.A. Rayner, D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, A. Kaplan
J. Geophys. Res., 2003, **108**, 1. DOI: 10.1029/2002JD002670.
18. M.C. Serreze, A.P. Barrett, A.G. Slater, R.A. Woodgate, K. Aagaard, R.B. Lammers, M. Steele, R.E. Moritz, M. Meredith, C.M. Lee
J. Geophys. Res. Ocean. 2006, **111**, C11010.
DOI: 10.1029/2005JC003424.
19. K. Aagaard, E.C. Carmack
J. Geophys. Res., 1989, **94**(C10), 14485.
DOI: 10.1029/JC094iC10p14485.
20. R. Ahmed, T. Prowse, Y. Dibike, B. Bonsal, H. O'Neil
Water, 2020, **12**(4), 1189. DOI: 10.3390/w12041189.
21. G. Spreen, L. De Steur, D. Divine, S. Gerland, E. Hansen, R. Kwok
J. Geophys. Res. Ocean., 2020, **125**(6), e2019JC016039.
DOI: 10.1029/2019JC016039.
22. Q. Wang, C. Wekerle, S. Danilov, N. Koldunov, D. Sidorenko, D. Sein, B. Rabe, T. Jung
Geophys. Res. Lett., 2018, **45**(10), 4956.
DOI: 10.1029/2018GL077901.
23. A. Pnyushkov, I. Polyakov, R. Rember, V. Ivanov, M.B. Alkire, I. Ashik, T.M. Baumann, G.V. Alekseev, A. Sundfjord
Ocean Sci., 2018, **14**, 1349.
DOI: 10.5194/os-14-1349-2018.

Images & Tables

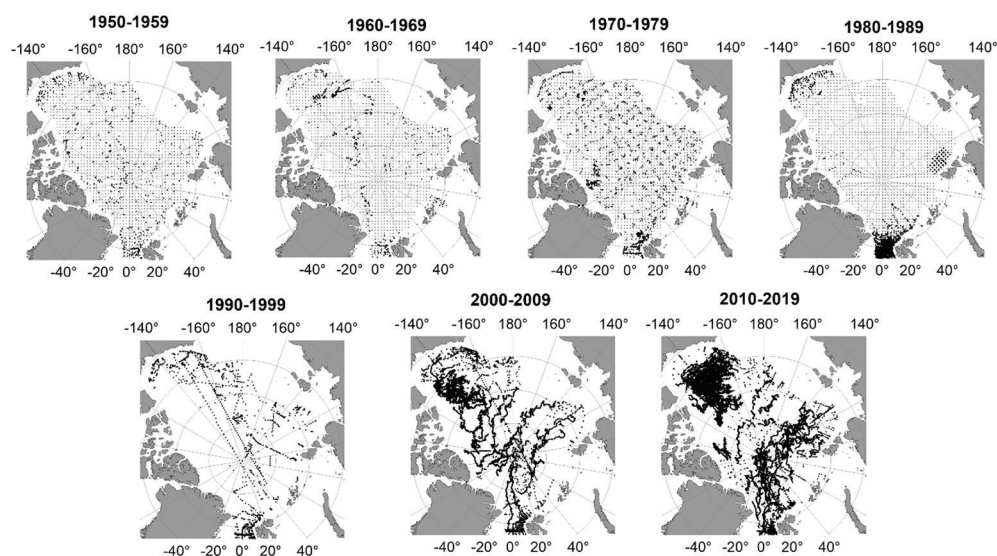


Fig. 1. Spatial distribution of oceanographic data in the Arctic Ocean by decade. Gridded data from the EWG atlas [14] is shown in gray. Points indicate oceanographic stations.

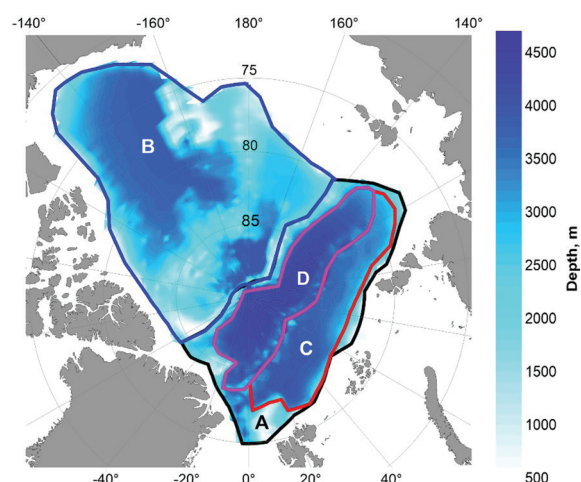


Fig. 2. Geographical areas of the Arctic Basin: A – Eurasian part, B – Amerasian part, C – Nansen Basin, D – Fram Basin.

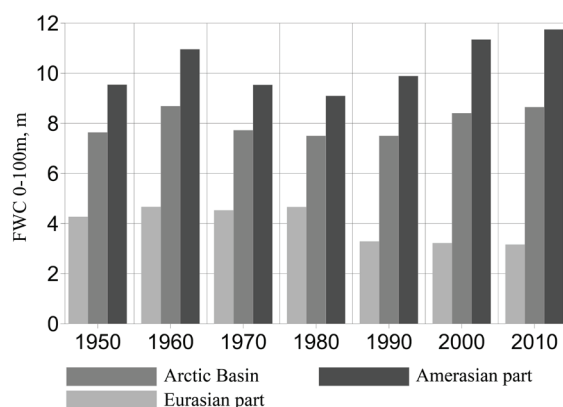


Fig. 3. Diagram of mean decadal fresh water content in the Arctic Basin, Eurasian and Amerasian parts of the Arctic Basin.

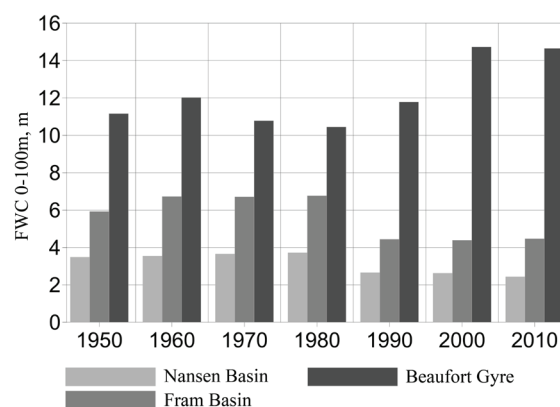


Fig. 4. Diagram of mean decadal fresh water content in the areas of the greatest changes.

Table 1. Decade-averaged annual runoff of the six largest rivers (Ob, Lena, Yenisei, Kolyma, Indigirka, Mackenzie) and annual precipitation in the waters of the Arctic Basin and Arctic seas, calculated from the data of the GPCC array

Decade	Annual runoff, km ³	Annual precipitation – evaporation, km ³	Annual inflow, km ³
1980-1989	1 930	1 483	3 413
1990-1999	1 991	1 413	3 404
2000-2009	2 113	1 588	3 701
2010-2019	2 033	1 830	3 863

Table 2. Decades average volumes of increase in ice melting ($V_{min}^{g-1} - V_{min}^g$) in the Arctic Basin*

Decade	ΔV_{melt} km ³ /year
1981–1989	153
1990–1999	41
2000–2009	359
2010–2017	127

* V_{min}^{g-1} – the minimum volume of ice in the annual cycle in (g-1) year.

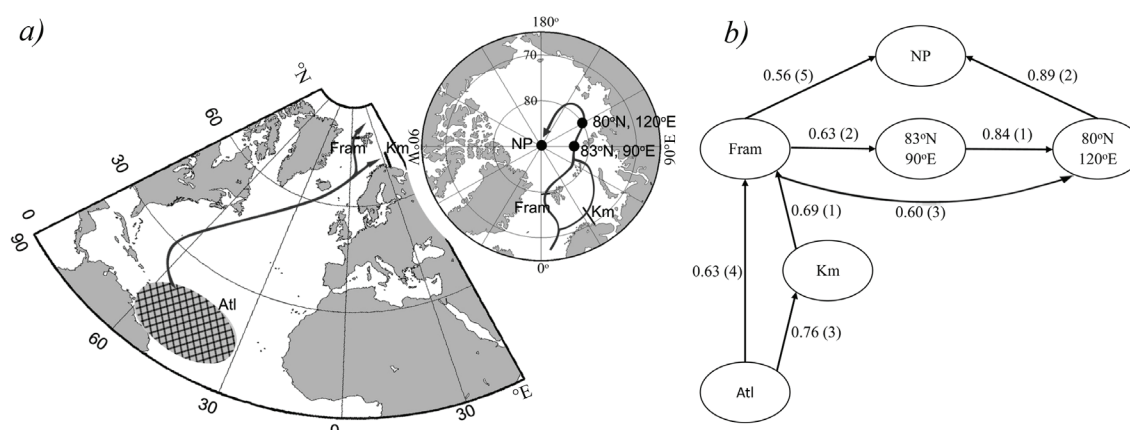


Fig. 5. Propagation of warming signal from the tropical North Atlantic into the Arctic Basin: a – the warming signal propagation scheme (Atl – area in the tropical North Atlantic, Km – section at the Kola meridian in the Barents Sea, Fram – the Fram Strait, 93°N90°E – region with the center at 83°N, 90°E, 80°N120°E – region at 80°N, 120°E, NP – the North Pole); b – correlation graph between changes of water temperature in the regions (years in brackets).

Table 3. Water temperature in the Fram Strait and in the West Svalbard Current in the decades of the 1920s – 2010s according to expedition observations

Temperature, °C	Years									
	1920s	1930s	1940s	1950s	1960s	1970s	1980s	1990s*	2000s	2010s
$T_{\phi p}$	5.30	5.67	—	4.66	4.12	4.26	4.37	5.70	5.94	5.96
$T_{\text{ЗШТ}}$	—	—	—	—	4.15	4.26	4.53	5.45*	5.62	5.44

* The value of 2.24 for 1998 is excluded from the calculation of the average for the decade.

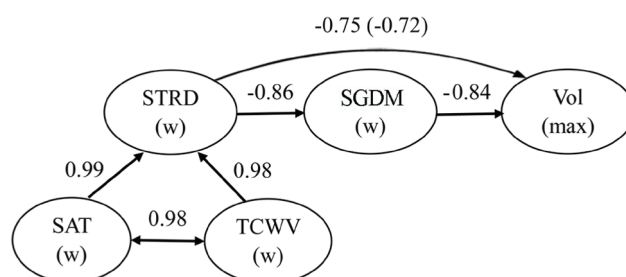


Fig. 6. Graph of correlations between the characteristics of the atmosphere and sea ice in the Arctic for 1979–2020. The numbers above the arrows are the correlation coefficients between the parameters, which are indicated within the ellipses. In brackets, there is the coefficient reflecting the transitivity of correlations ($|0.86| \cdot |0.84| \leq |-0.75|$).

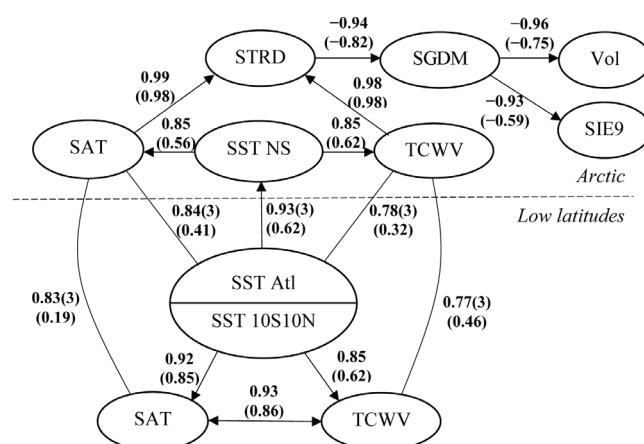


Fig. 7. Graph of correlations linking the rise of SST at low latitudes and reduction of sea ice in the Arctic.

References

1. G.V. Alekseev, L.V. Bulatov, V.F. Zakharov
In *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*, Eds E.L. Lewis et al., Netherlands, Dordrecht, Springer, 2000, pp. 589–608.
DOI: 10.1007/978-94-011-4132-1_24.
2. A. Proshutinsky, M.A. Johnson
J. Geophys. Res., 1997, **102**, 12493.
DOI: 10.1029/97JC00738.
3. A.F. Treshnikov, G.I. Baranov
Struktura tsirkulyatsii vod Arkticheskogo basseyna [Structure and Circulation of Water in the Arctic Basin], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1972, 158 pp. (in Russian).
4. S. Häkkinen, A. Proshutinsky
J. Geophys. Res. Ocean., 2004, **109**, C3.
DOI: 10.1029/2003JC001940.
5. A. Proshutinsky, R. Krishfield, D. Barber
J. Geophys. Res., 2009, **114**, C00A08. DOI: 10.1029/2008JC005162.
6. M. Muilwijk, L.H. Smedsrud, M. Ilicak, H. Drange
J. Geophys. Res. Ocean., 2018, **123**(11), 8159.
DOI: 10.1029/2018JC014327.
7. G.V. Alekseev, L.V. Bulatov, V.F. Zakharov, V.V. Ivanov
Doklady Rossiyskoy akademii nauk. Nauki o Zemle [Proc. RAS, Earth Sci.], 1997, **356**, 401 (in Russian).
8. X. Zhang, A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, J.C. Comiso
Geophys. Res. Lett., 2008, **35**(22), L22701.
DOI: 10.1029/2008GL035607.
9. T.D. Prowse, A. Bring, E.C. Carmack, M.M. Holland, A. Instanes, J. Mard, T. Vihma, F.J. Wrona
In *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA)*, Norway, Oslo, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2017, pp. 175–176.
10. G.V. Alekseev, N.E. Ivanov, A.V. Pnyushkov, N.E. Kharlanenkova
In *Meteorological and Geophysical Researches*, RF, Moscow, Paulsen Editions, 2011, pp. 7–28 (in Russian).
DOI: 10.13140/RG.2.1.2235.6009.
11. V.T. Timofeev
Vodnye massy Arkticheskogo basseyna [Water Masses in the Arctic Basin], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1960, 190 pp. (in Russian).
12. I.V. Polyakov, J.E. Walsh, R. Kwok
Bull. Am. Meteorol. Soc., 2012, **93**(2), 145.
DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
13. G. Alekseev, S. Kuzmina, L. Bobylev, A. Urazgildeeva, N. Gnatiuk
Int. J. Climatol., 2019, **39**(8), 3582. DOI: 10.1002/joc.6040.
14. Environmental Working Group (EWG). *Joint US Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Winter Period*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 1997. (<http://ns.noaa.gov/atlas>).
15. A. Barth, J.-M. Beckers, C. Troupin, A. Alvera-Azcárate, L. Vandenbulcke
Geosci. Model Dev., 2014, **7**(1), 225.
DOI: 10.5194/gmd-7-225-2014.
16. M.Y. Kulakov, A.P. Makshtas, S.V. Shutilin
Arctic and Antarctic Research [Problemy Arktiki i Antarktiki], 2012, **2**(97), 6 (in Russian).
17. N.A. Rayner, D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, A. Kaplan
J. Geophys. Res., 2003, **108**, 1. DOI: 10.1029/2002JD002670.
18. M.C. Serreze, A.P. Barrett, A.G. Slater, R.A. Woodgate, K. Aagaard, R.B. Lammers, M. Steele, R.E. Moritz, M. Meredith, C.M. Lee
J. Geophys. Res. Ocean. 2006, **111**, C11010.
DOI: 10.1029/2005JC003424.
19. K. Aagaard, E.C. Carmack
J. Geophys. Res., 1989, **94**(C10), 14485.
DOI: 10.1029/JC094iC10p14485.
20. R. Ahmed, T. Prowse, Y. Dibike, B. Bonsal, H. O'Neil
Water, 2020, **12**(4), 1189.
DOI: 10.3390/w12041189.

21. G. Spreen, L. De Steur, D. Divine, S. Gerland, E. Hansen, R. Kwok
J. Geophys. Res. Ocean., 2020, **125**(6), e2019JC016039.
DOI: 10.1029/2019JC016039.
22. Q. Wang, C. Wekerle, S. Danilov, N. Koldunov, D. Sidorenko, D. Sein, B. Rabe, T. Jung
Geophys. Res. Lett., 2018, **45**(10), 4956.
DOI: 10.1029/2018GL077901.
23. A. Pnyushkov, I. Polyakov, R. Rember, V. Ivanov, M.B. Alkire, I. Ashik, T.M. Baumann, G.V. Alekseev, A. Sundfjord
Ocean Sci., 2018, **14**, 1349. DOI: 10.5194/os-14-1349-2018.
24. I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, M.B. Alkire, T.M. Baumann, E.C. Carmack, R. Ingvaldsen, V.V. Ivanov, M. Janout, S. Lind, L. Padman, A.V. Pnyushkov, R. Rember
J. Clim., 2020, **33**(18), 8107.
DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
25. G.V. Alekseev, A.V. Pnyushkov, A.V. Smirnov, A.E. Vyazilova, N.I. Glok
Arctic and Antarctic Research [Problemy Arktiki i Antarktiki], 2019, **65**(4), 363 (in Russian).
DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388.
26. G.V. Alekseev, N.I. Glok, A.E. Vyazilova, N.E. Kharlanenkova, M.Y. Kulakov
J. Mar. Sci. Eng., 2021, **9**, 1145. DOI: 10.3390/jmse9101145.
27. M. Kendall, A. Stuart
The Advanced Theory of Statistics: Vol. 2, Inference and Relationship, UK, London, Charles Griffin and Co, 1967, 676 pp.
28. R.A.F. Bilbao, J.M. Gregory, N. Bouttes, M.D. Palmer, P. Stott
Clim. Dyn., 2019, **53**, 5389. DOI: 10.1007/s00382-019-04910-1.
29. S.I. Shin, P.D. Sardeshmukh
Clim. Dyn., 2011, **36**, 1577. DOI: 10.1007/s00382-009-0732-3.
30. Q. Ding, J.M. Wallace, D.S. Battisti, E.J. Steig, A.J.E. Gallant, H.J. Kim, L. Geng
Nature, 2014, **509**, 209. DOI: 10.1038/nature13260.

Исследование ледовых процессов в Арктике для разработки моделей и методов прогнозирования ледовых условий, необходимых для обеспечения судоходства в акватории Северного морского пути*

Е.У. Миронов, С.В. Клячкин, А.В. Юлин, Р.И. Май, Е.А. Павлова

Рассматриваются термические и динамические процессы, обуславливающие формирование, нарастание и динамику ледяного покрова. Показана значимость исследования опасных ледовых явлений, таких как интенсивный дрейф льда, сжатие и торошение льдов. Дано краткое описание модели эволюции ледяного покрова, использующейся для краткосрочного прогнозирования ледовой обстановки. Приведен анализ многолетней изменчивости площади ледяного покрова для Северного Ледовитого океана в целом и для отдельных арктических морей. Приведены основные принципы типизации ледовых условий для зимнего и летнего периода. Дано краткое описание краткосрочных (до 5 суток) и долгосрочных (до 30 суток) методов прогнозов. Показана практическая реализация прогнозов типов ледовых условий, которые используются в Администрации Северного морского пути для выдачи разрешений плавания судов в акватории СМП.

Ключевые слова: морской лед, ледовые явления, методы прогнозов, арктические моря.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-60109).

Введение

Главной особенностью гидрометеорологического режима Северного Ледовитого океана является наличие ледяного покрова, который сохраняется в течение всего года. Морские льды, взаимодействуя с атмосферой и океаном, формируют основные компоненты климатической системы Арктики [1]. Основой мониторинга ледяного покрова в настоящее время являются космические средства дистанционного зондирования [2]. Быстрое расширение объема морских перевозок в акватории Северного

морского пути (СМП) и активное освоение лицензионных участков континентального шельфа российских арктических морей в современный период обуславливает большую практическую значимость исследований ледяного покрова и разработку методов ледовых прогнозов.

Особое внимание необходимо уделять исследованию опасных ледовых явлений, которые в современных условиях изменения климата стали наблюдаться с повышенной повторяемостью. Опасные ледовые явления – это активные воздействия дрейфующих морских льдов, которые формируются динамическими факторами, возникают внезапно, действуют в ограниченном районе и в ограниченный период времени [3].

Некоторые из перечисленных вопросов находятся в центре внимания исследования, выполненного



МИРОНОВ
Евгений Уарович
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



КЛЯЧКИН
Сергей Владимирович
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ЮЛИН
Александр Викторович
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



МАЙ
Руслан Игоревич
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ПАВЛОВА
Евгения Анатольевна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт

при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект «Формирование и эволюция опасных ледовых явлений и ледяных образований в Арктике при современных изменениях климата»). В рамках этого проекта рассматривались следующие задачи:

1. Исследование процессов формирования опасных ледовых явлений (интенсивный дрейф, сжатия льдов, вынос тяжелых льдов) и опасных ледяных образований (айсберги, торосы, стамухи, многолетние ледяные поля).
2. Исследование динамики и морфометрии опасных ледяных образований (торосы, стамухи, айсберги) на основе дистанционного зондирования Земли из космоса, математического моделирования и статистического анализа.
3. Анализ пространственно-временной изменчивости опасных ледовых явлений и ледяных образований.

Исследование ледовых процессов

Охлаждение деятельного слоя моря и перенос тепла внутри водной толщи описываются с помощью уравнений диффузии тепла и солей с соответствующими граничными условиями на дне, на поверхности моря, на твердых и открытых границах. Для описания термического нарастания и таяния льда используется уравнение теплового баланса ледяной пластины, при этом также формулируются граничные условия на верхней и нижней поверхностях льда. Движение водных масс и льдов имитируется с помощью уравнений баланса количества движения при соблюдении условия баланса масс.

Таким образом, можно констатировать, что основные черты динамики и термодинамики ледяного покрова, подчиняющиеся базовым законам физики, принципиально исследованы и в целом понятны. Тем не менее, многие частные вопросы требуют более глубокого изучения. В частности, сохраняет актуальность весь комплекс проблем, связанных с прогнозированием состояния ледяного покрова, причем это относится к прогнозам любой заблаговременности – от краткосрочных (до пяти суток) до долгосрочных (более 15 суток). Также требуют исследования экстремальные проявления динамики ледяного покрова, причем в данном вопросе очень важен масштаб рассмотрения явления. Формирование и эволюция ледяных образований играет очень существенную роль при строительстве и эксплуатации инженерных объектов на шельфе, поэтому изучение айсбергов, торосов, стамух и т. д. является одним из наиболее актуальных разделов ледоведения.

Описание математической модели эволюции ледяного покрова

Опираясь на существующие представления о физических механизмах, управляющих термическими и динамическими процессами в ледяном покрове, можно построить математическую модель, имитирующую его эволюцию. Понятно, что вариантов математических моделей эволюции ледяного покрова может быть очень много, и специфика каждого варианта определяется в первую очередь тем, какие задачи он призван решать. В частности, математическая модель эволюции ледяного покрова может использоваться для составления кратко- и среднесрочных ледовых прогнозов. В этом случае модель включает уравнения, описывающие динамику и термодинамику океана и ледяного покрова, а состояние атмосферы задается как заранее известный параметр, что, безусловно, существенно упрощает задачу. Однако применение модели для составления прогнозов в оперативном режиме накладывает технологические требования, а именно:

- модель должна опираться на регулярно доступные исходные данные и автоматически их усваивать;
- модель должна представлять результаты прогноза в различных видах (форматах) для максимально полного удовлетворения требований потребителя;
- модель должна обладать удобным интерфейсом, сводящим к минимуму вероятность человеческой ошибки.

Модель эволюции ледяного покрова, разработанная в ААНИИ в 2000-х годах, в значительной степени отвечает указанным требованиям. В течение последних 15 лет эта модель широко используется для составления оперативных ледовых прогнозов в арктических морях России заблаговременностью до пяти су-

ток, и показала весьма удовлетворительные результаты: оправдываемость в среднем составляет 90–95% при устойчивой положительной эффективности [4, 5].

В качестве океанского блока в модели ААНИИ используется модель Принстонского университета (Princeton Ocean Model, модель ПОМ) [6, 7]. Главной особенностью этой модели является описание вертикальной структуры океана с помощью так называемых σ -координат, то есть фиксированного количества слоев, толщина которых переменна и зависит от глубины места. Система уравнений модели включает уравнения движения, неразрывности, баланса турбулентной энергии, диффузии тепла и солей. Для оптимизации расчета в модели ПОМ разделены вертикально интегрированные уравнения (баротропный модуль) и уравнения вертикальной структуры (бароклинный модуль). Уравнения баротропной скорости получены интеграцией по глубине уравнений бароклинного модуля, тем самым устраняется вся вертикальная структура.

На открытой границе для баротропной моды задаются функция расхода воды и приливные явления, предвычисленные по гармоническим постоянным восьми главных приливных волн [8], для бароклинной моды используется условие излучения [7, 9]. Условия на границе «океан–атмосфера» определяются потоками тепла (турбулентными и радиационными) и обменом импульсом [10–12].

Термическая эволюция ледяного покрова основывается на уравнении теплового баланса двухслойной среды «лед–снег» [13]. В период нарастания толщины льда задача решается аналитически при следующих допущениях:

- вертикальные профили температуры льда и температуры снега в период ледообразования считаются линейными, что характерно для молодых и однолетних льдов;

- потоки тепла через лед и через снег считаются одинаковыми;
- толщина снега определяется по толщине льда с помощью эмпирических соотношений.

В период таяния ледяного покрова учитывается наличие снега на льду, а также изменение альбедо снежно-ледяного покрова в процессе таяния. Сток пресной воды в море определяется толщиной слоя растаявшего льда.

Динамика ледяного покрова рассчитывается на основе уравнения движения, где в правой части присутствуют слагаемые, описывающие: касательные напряжения на верхней и нижней поверхностях льда; силу Кориолиса; силу, обусловленную наклоном уровня; силу внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Напряжения на поверхностях льда, обусловленные воздействием ветра и течений, оцениваются с помощью известного квадратичного закона [14], при этом коэффициенты трения зависят от торосистости льда. Сила Кориолиса и проекция силы тяжести на поверхность моря задаются традиционно.

В данной модели считается, что ледяной покров проявляет свойства, характерные для вязко-пластических сред. Вязкое взаимодействие в ледяном покрове подробно рассмотрено в работе [15]. Согласно этой работе, сила внутреннего взаимодействия пропорциональна дивергенции внутренних напряжений. Внутренние напряжения $\dot{\epsilon}_{\xi\xi}$, $\dot{\epsilon}_{\chi\chi}$, соответствующие главным осям тензора скоростей деформаций, рассчитываются по формуле:

$$\sigma_{\xi\xi} = K \cdot \dot{\epsilon}_{\xi\xi}, \quad \sigma_{\chi\chi} = K \cdot \dot{\epsilon}_{\chi\chi}. \quad (1)$$

Параметр K определяется следующим образом:

1) $K = K_0 \cdot H \cdot (3C - 2)$, при выполнении каждого из всех следующих условий:

- а) $C \geq 0.67$,
- б) $\text{div}\{\vec{W}\} \leq 0$,
- в) $\dot{\epsilon}_{\xi\xi} < 0$, либо $\dot{\epsilon}_{\chi\chi} < 0$;

2) $K = 0$ при невыполнении хотя бы одного из условий (2).

Константы и переменные уравнений: $K_0 = 1.2 \cdot 10^{10} \text{ кг} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{м}^{-2}$, $\dot{\epsilon}_{\xi\xi}$, $\dot{\epsilon}_{\chi\chi}$ – инварианты тензора скоростей деформаций, соответствующие осям ξ – χ эллипса деформаций; C – сплоченность льда; W – скорость дрейфа.

Отличительной особенностью деформирования пластических сред является наличие порогового

механизма, то есть среда деформируется при достаточно больших внешних нагрузках. Если напряжения в ледяном покрове превышают некоторый предел, то в этом случае модель допускает возможность торошения, то есть накопления «лишнего» объема льда в пределах некоторой площади (ячейки сетки). В данном случае этот предел оценивается как устойчивость ледяной пластины, лежащей на упругом основании, по отношению к продольному изгибу [16]. Если напряжение недостаточно, то, чтобы накопления лишнего объема не происходило, применяется специальный искусственный прием, заключающийся в итеративной коррекции поля дрейфа в соответствии с условием неотрицательной дивергенции.

Описанный принцип, по существу, имитирует пластическое поведение ледяного покрова.

На твердой границе при нажимном дрейфе нормальная к берегу компонента равна нулю, касательная компонента дрейфа трансформируется в зависимости от угла между направлением дрейфа и направлением береговой черты. На кромке льда напряжения равны нулю.

На границах расчетной области при дрейфе, направленном внутрь расчетной области, градиенты сплоченности (общей и частной) и скорости равны нулю; при выносном дрейфе градиенты сплоченности и скорости на границе равны соответствующим градиентам в ближайшей внутренней ячейке.

Численная схема модели построена на основе равноплощадных сеток, причем пространственный шаг сетки может варьироваться от 5 до 50 км в зависимости от размеров модельной области. Временной шаг модели составляет:

- в океанском блоке для баротропного модуля – 5 секунд, для бароклинного – 2.5 минуты;
- в ледовом блоке для расчета динамики – 10 минут, для расчета теплового нарастания (таяния) – 1 час.

Временная дискретность обмена условиями между льдом и океаном составляет 1 час. Перед выполнением собственно прогностического расчета осуществляется «разгон» океана, продолжительность которого составляет 10 приливных циклов.

Ледяной покров представлен набором маркеров, каждый из которых характеризуется пространственными координатами в декартовой системе, толщиной, прибавкой толщины за счет торосов и скоростью. Перемещение и термическое изменение толщины рассчитывается отдельно для каждого маркера. Количество возрастных градаций льда принято равным шести (молодой лед, однолетний тонкий, однолетний средний, однолетний толстый, двухлетний и многолетний лед).

Силы внутреннего взаимодействия, возникающие

при дрейфе, считаются одинаковыми в пределах ячейки. Выторашиваемые маркеры исключаются из дальнейшего расчета, а их суммарная толщина равномерно распределяется среди оставшихся маркеров данной ячейки как прибавка толщины за счет торосов. Соотношение толщины ровного льда и прибавки толщины, обусловленной торосами, определяет торосистость данного маркера, которая, как отмечалась выше, учитывается при расчете тангенциальных напряжений на поверхностях льда.

Главным источником первичных фактических данных по ледяному покрову в настоящее время являются спутниковые снимки в различных спектральных диапазонах и с различной разрешающей способностью, на основе которых составляются электронные ледовые карты в соответствии с международным стандартом передачи ледовых данных SIGRID-3. Если на фактической ледовой карте есть зоны, по которым данные отсутствуют, такие пробелы восполняются из результатов предыдущего прогноза. Поскольку ледовые карты, построенные в соответствии со стандартом SIGRID-3, не содержат информации о толщине, торосистости и разрушенности льда в явном виде, то значения этих характеристик берутся из результатов предшествующего расчета (прогноза).

Подготовка гидрологических данных заключается в применении специальной процедуры согласования результатов предыдущего прогноза, температуры и солёности воды с фактическим распределением ледяного покрова на момент составления нового прогноза.

В качестве данных метеорологического форсинга используются результаты глобальной модели атмосферы Глобальной Прогностической Системы США (Global Forecasting System, GFS). Эти данные представляют собой бинарные матрицы прогностических полей приземной температуры воздуха и атмосферного

давления на уровне моря в регулярной сферической сетке с шагом $0/5^\circ$, временной дискретностью 3 часа и заблаговременностью от 0 (диагноз) до 168 часов.

Модель позволяет получать ожидаемые значения основных параметров ледяного покрова (сплошенность, толщина, дрейф, сжатие, торосистость, разрушенность) и океана (температура, соленость, течение, уровень моря) в ячейках регулярной сетки на заданные моменты времени. Для наглядного представления результатов прогноза применяются различные программные средства, в том числе современные ГИС (геоинформационные системы) и ЭКНИС (электронные навигационно-картографические информационные системы).

Изменчивость ледовых условий арктических морей России в современном климатическом периоде

Климатические колебания в Арктике в наблюдаемой ретроспективе близки к 60–65-летним циклам с выделяющимися приблизительно 30–35-летними периодами относительного «похолодания» и «потепления». При анализе изменчивости аномалий среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне $70\text{--}85^\circ\text{с.ш.}$ установлено, что периоды относительного «похолодания» наблюдались в начале XX века до середины 20-х гг. и далее в период с середины 50-х гг. до конца 80-х. Периоды относительного «потепления» на-

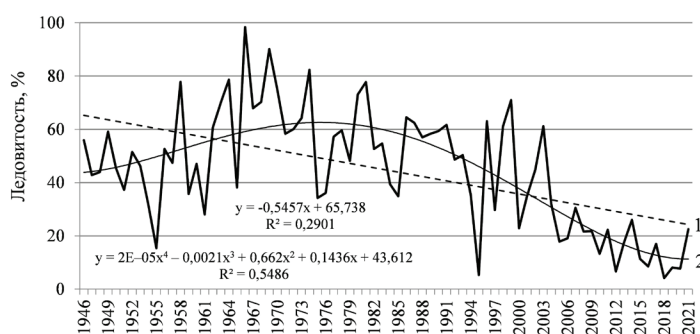


Рис. 1. Межгодовая изменчивость ледовитости Карского моря в августе в период 1946–2021 гг. Линии трендов: 1 – линейный, 2 – полиномиальный.

блюдались с середины 20-х гг. прошлого столетия до середины 50-х гг. и с конца 80-х гг. по настоящее время [17, 1, 3]. На основе этого в рассматриваемой работе выделяются условно «холодный» период – 1959–1989 гг., и условно «теплый» – 1990–2020 гг.

В качестве исходного материала для анализа были использованы данные из пополняемого архива ледовитости морей ААНИИ [18]. Выполнен анализ данных ледовитости российских арктических морей, начиная с 1946 г. по 2021 г. (длина рядов наблюдений 76 лет). Значения ледовитости выражены в относительных единицах (доля покрытия ледяным покровом акватории моря, %). В качестве примера рассмотрим многолетнюю изменчивость ледовитости в западном районе (Карское море) и восточном районе (Восточно-Сибирское море) акватории СМП.

Изменчивость ледовитости Карского моря

На рис. 1 приведен график межгодовой изменчивости ледовитости Карского моря в августе. За период с 1946 г. по настоящее время наблюдается хорошо выраженный линейный тренд уменьшения ледовитости, который составил около 30% за весь ряд наблюдений, или почти 4% в десятилетие.

В настоящее время наблюдается повторение периода пониженной ледовитости (с начала 1990-х гг. по настоящее время), которое является более аномальным, чем в 1940-е гг. В таблице 1 приведены

Таблица 1. Основные статистические характеристики изменчивости ледовитости Карского моря в летний сезон за различные временные периоды, %

Показатели	Месяц, декада								
	VII-1	VII-2	VII-3	VIII-1	VIII-2	VIII-3	IX-1	IX-2	IX-3
«Холодный» период 1959–1989 гг.									
Среднее значение	89	85	77	66	54	46	37	33	32
«Теплый» период 1990–2020 гг.									
Среднее значение	73	64	49	39	30	23	20	18	17
Разность*	15	21	29	26	23	22	17	15	15

* Разность между средними значениями в «холодный» и «теплый» периоды.

Таблица 2. Основные статистические характеристики изменчивости ледовитости Восточно-Сибирского моря в летний сезон в различные временные периоды, %

Показатели	Месяцы, декады								
	VII-1	VII-2	VII-3	VIII-1	VIII-2	VIII-3	IX-1	IX-2	IX-3
«Холодный» период 1959–1989 гг.									
Среднее значение	96	95	92	88	82	77	73	70	69
«Теплый» период 1990–2020 гг.									
Среднее значение	93	89	82	66	57	46	38	33	31
Разность*	3	6	10	22	25	31	35	38	38

* Разность между средними значениями в «холодный» и «теплый» периоды.

Таблица 3. Количество случаев (N) и повторяемость (P) типов различных типов ледовых условий в российских арктических морях за период 2000–2020 гг., %

Тип ледовых условий	Моря							
	Карское		Лаптевых		Восточно-Сибирское		Чукотское	
	N	P, %	N	P, %	N	P, %	N	P, %
Тяжелый	1	5	1	5	1	5	1	5
Легкий	4	20	9	45	10	50	13	65
Средний	15	75	10	50	9	45	6	30

оценки основных статистических характеристик ледовитости Карского моря за весь ряд наблюдений и за различные временные периоды.

Из приведенных данных следует, что в последнее 30-летие средняя ледовитость в каждую декаду летнего периода стала меньше на 15–29%. Наиболее значительные уменьшения ледовитости между «холодным» и «теплым» периодами наблюдаются с конца июля до конца августа и составляют 22–29%. В целом ледовитость моря в конце летнего сезона (в сентябре) в «холодный» период составляла 32–33%, а в последний «теплый» период уменьшилась до 17–18% (практически в два раза).

Изменчивость ледовитости Восточно-Сибирского моря

Участок трассы СМП в восточной части Восточно-Сибирского моря всегда считался одним из наиболее сложных из-за большой ледовитости моря и сплоченных льдов Айонского ледяного мас-

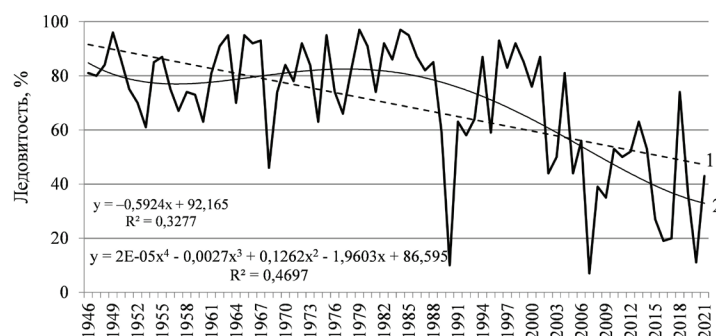


Рис. 2. Межгодовой ход ледовитости Восточно-Сибирского моря в августе 1946–2021 гг. Линии трендов: 1 – линейный, 2 – полиномиальный.

сива, которые часто блокируют прибрежный район плавания [19]. На рисунке 2 приведен график межгодовой изменчивости ледовитости Восточно-Сибирского моря в августе. Линейный тренд уменьшения ледовитости является наибольшим из всех выявленных в арктических морях. Сокращение площади льдов составляет около 40% за 76-летний ряд наблюдений, или почти 6% в десятилетие.

В таблице 2 приведены оценки основных статистических характеристик изменчивости ледовитости Восточно-Сибирского моря в летний сезон за различные временные периоды. Наиболее значительные уменьшения ледовитости моря между «холодным» и «теплым» периодом наблюдаются в сентябре и составляют 35–38%. В целом ледовитость моря в конце летнего сезона (в сентябре) в «холодный» период составляла 69–70%, а в «теплый» период 38% (то есть уменьшилась в 1,7 раза).

В табл. 3 приведена повторяемость тяжелого типа ледовых условий в российских арктических морях. Возникновение тяжелого типа обусловлено возможностью воз-

никновения таких опасных ледовых явлений, как раннее появление льда на акватории морей или выноса тяжелых и многолетних льдов на трассы плавания и районы работ в арктических морях России.

В результате исследования установлено, что за период наблюдений с середины прошлого века до настоящего времени наблюдается устойчивая тенденция уменьшения ледовитости во всех российских арктических морях. Ледовитость морей за последние 20 лет в августе–сентябре уменьшилась в полтора–два раза по сравнению с ледовитостью, наблюдаемой в XX в.

Очищение арктических морей в целом стало происходить раньше и быстрее на 20–30 дней, по сравнению с предыдущим «холодным» тридцатилетием. Увеличилась повторяемость полного очищения морей, а также увеличилась продолжительности безледного периода на 20–40 дней. Но самое главное – это то, что возникновение тяжелых типов ледовых условий уменьшилось в 4 раза и составляет не более 5% (один случай в 20 лет). Это означает, что значительно уменьшились возможность появления на трассах плавания тяжелых и многолетних льдов и повторяемость возникновения тяжелых ледовых условий во второй половине навигации (август–сентябрь).

Типизация ледовых условий арктических морей для летнего и зимнего периода

Типизация ледовых условий в арктических морях для выделения тяжелых, средних и легких ледовых условий является ключевой задачей для последующего анализа и прогнозирования возможности появления тяжелых и опасных ледовых условий на трассах плавания СМП. Учитывая принципиальные различия в формировании летних и зимних ледовых условий, типизации для каждого сезона года выполнялась отдельно.

Летний период

С началом таяния лед в прибрежных частях моря разрушается быстрее, чем в центральных и северных частях. Анализ изменения ледовитости и сплоченности льда в летний период в морях показывает, что прибрежные части морей, по которым проходят основные пути плавания судов, очищаются в более ранние сроки. С какого-то момента, несмотря на то, что в самом море, в центральной или северной его части наблюдаются льды, прибрежная часть моря становится свободной ото льдов. Как было установлено, это происходит с уменьшением ледовитости и площади сплоченных льдов до определенных значений. Определение этих значений для каждого района моря положено в основу типизации ледовых условий. В результате исследования установлены критические значения ледовитости и площади ледяного массива в каждом из арктических морей для оценки типа ледовых условий.

С учетом вышеназванного предлагается установить следующие критерии (граничные условия) для определения типов ледовых условий в арктических морях для летнего периода.

Легкий тип ледовых условий – на акватории моря, по которому проходят стандартные трассы плавания, наблюдаются чистая вода и редкие льды – сплоченность льда до трех баллов, при этом возможно наличие отдельных пятен, полос и зон редких и разреженных льдов, которые не должны превышать 10–20% общей протяженности пути плавания.

Средний тип ледовых условий – на акватории района моря, по которому проходят стандартные трассы плавания, преобладают льды, сплоченность которых составляет не более 6 баллов (редкие и разреженные льды), при этом возможно наличие отдельных пятен, полос и зон сплоченных льдов (сплоченностью 7–9 баллов), которые не должны превышать 10–20% общей протяженности пути плавания.

Тяжелый тип ледовых условий – на акватории района моря, по которому проходят стандартные трассы плавания, наблюдаются сплоченные и сплошные льды (сплоченностью более 7 баллов).

Выделение типов ледовых условий не по статистическим критериям (0.8σ), а по критерию очищения районов плавания ото льдов привело к обоснованному и понятному перераспределению и изменению сезонного хода условий тяжести. В начале летнего периода (в июле) во всех районах морей наблюдается абсолютное преобладание тяжелых ледовых условий, так как на судоходных трассах преобладают тяжелые сплоченные льды. В конце летнего периода, при очищении районов плавания ото льдов, значительно увеличивается повторяемость ледовых условий легкого типа.

Зимний период

Оцифровка ледовых карт и возможность последующего анализа их с помощью гео-информационных систем сделали возможным оценивать количество льдов различного возраста в период зимнего нарастания. Были рассчитаны данные по возрастному составу в зимний период за 1997–2020 гг. для всех арктических морей. В настоящее время установлены следующие критерии (граничные условия) для определения типов ледовых условий во всех арктических морях для зимнего периода [3, 20].

Легкий тип ледовых условий – на акватории района наблюдаются начальные, молодые и однолетние тонкие льды (до 0.7 м), возможно появление и присутствие однолетних средних льдов в количестве до 30% ($S_{\text{средн}} < 30\%$);

Средний тип ледовых условий – на акватории района наблюдаются однолетний средний лед (до 1.2 м) в количестве от 30% и более ($S_{\text{средн}} \geq 30\%$), возможно появление и присутствие однолетних толстых льдов в количестве до 30% ($S_{\text{толст}} < 30\%$);

Тяжелый тип ледовых условий – на акватории района наблюдаются однолетний толстый лед (более 1.2 м) и старые льды в количестве от 30% ($S_{\text{толст}} \geq 30\%$) и более.

Краткосрочное прогнозирование типов ледовых условий

Как отмечалось выше, прогностическая численная модель эволюции ледяного покрова позволяет прогнозировать состояние ледяного покрова с заблаговременностью до 5 суток. Технически результат прогноза представляет собой набор матриц, где каждая матрица – это географическое распределение одного ледового параметра по площади расчетной области, а каждый элемент матрицы – это значение данного параметра в соответствующей ячейке сетки.

Общее количество матриц, генерируемых моделью на каждый момент времени, равно 24:

- 6 матриц, содержащих значения частной сплоченности льда по шести возрастным градациям;
- 6 матриц, содержащих значения толщины льда по шести возрастным градациям;
- 6 матриц, содержащих значения характерных размеров льдин по шести возрастным градациям;
- 1 матрица, содержащая значения специального идентификатора, позволяющего отличать дрейфующий лед от припая;
- 1 матрица, содержащая значения эквивалентной толщины торосов;

- 1 матрица, содержащая значения разрушенности льда;
- 2 матрицы, содержащие значения составляющих скорости дрейфа льда;
- 1 матрица, содержащая значения сжатия льда.

Отдельной матрицы для общей сплоченности льда не предусмотрено, так как общая сплоченность легко оценивается как сумма частных сплоченностей.

Имея значения частной сплоченности льда каждой возрастной градации в каждой ячейке сетки, можно оценить площадь, занимаемую любым льдом (то есть ледовитость), льдом заданной общей сплоченности или льдом заданного возраста на всей расчетной области или на некоторой ее части. Такая несложная процедура открывает возможность применить критерии типизации ледовых условий к прогностической ледовой карте и оценить ожидаемый тип ледовых условий.

Краткосрочное прогнозирование типов ледовых условий заблаговременностью 3–4 суток с использованием вышеописанной системы критериев осуществляется в ААНИИ на регулярной основе по заказу Администрации Северного морского пути (АСМП) с 2016 г.

До октября 2020 г. типы ледовых условий прогнозировались для семи крупных районов, где каждый район – это часть арктического моря:

- юго-западная часть Карского моря;
- северо-восточная часть Карского моря;
- западная часть моря Лаптевых;
- восточная часть моря Лаптевых;
- западная часть Восточно-Сибирского моря;
- восточная часть Восточно-Сибирского моря;
- юго-западная часть Чукотского моря.

В сентябре 2020 г. вышло постановление Правительства РФ №1487 «Об утверждении Правил плавания

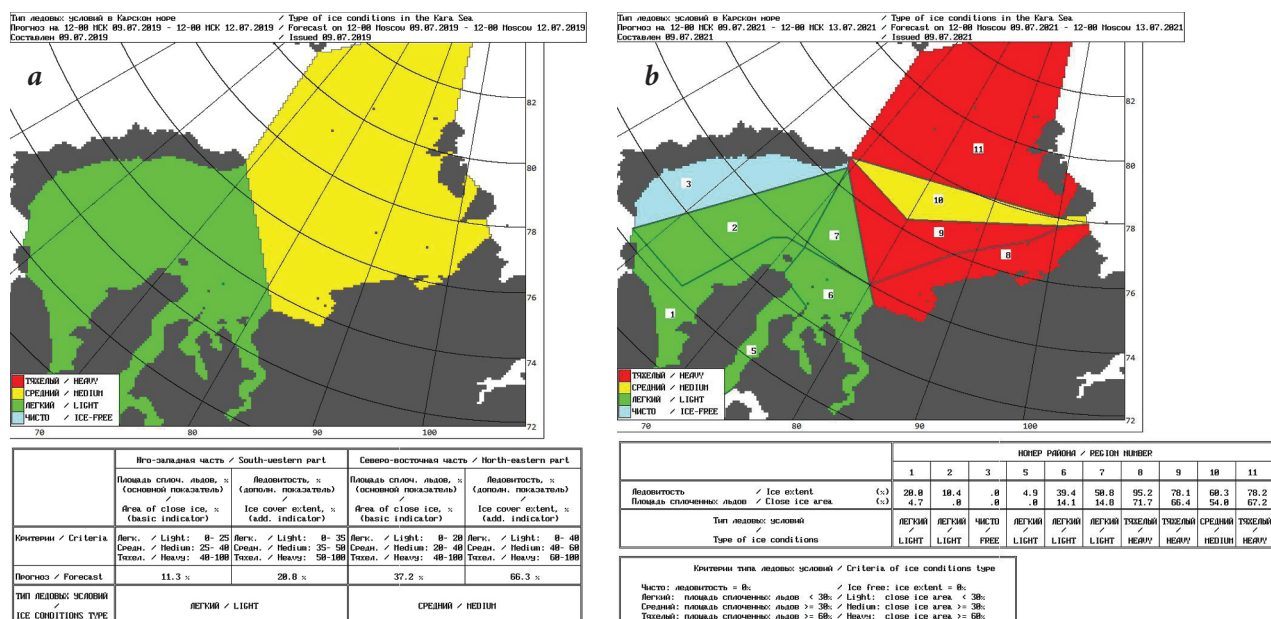


Рис. 3. Пример карт-схем с прогнозом типов ледовых условий в Карском море: а – с 09.07.2019 г. на период 09–12.07.2019 (по крупным районам); б – с 09.07.2021 г. на период 09–13.07.2021 (по малым районам).

в акватории Северного морского пути» [21]. Согласно этому документу, акватория Северного морского пути делится не на 7 крупных районов, а на 28 районов меньшего размера. Соответственно, начиная с октября 2020 г. типы ледовых условий прогнозируются по 28 районам. Несмотря на то, что тип ледовых условий прогнозируется, как и до октября 2020 г., по району в целом, без детализации локальных особенностей, использование большего количества районов позволило лучше учитывать пространственное разнообразие ледовых условий. Прогнозы передаются в АСМП в виде карт-схем с таблицей. На рисунке 3 представ-

лены примеры таких карт-схем для Карского моря с использованием крупных и малых районов.

За полтора года, прошедшие после принятия новой редакции [21] составлено и проверено несколько сотен прогнозов, обобщенные результаты которых представлены в таблицах 4 и 5.

Из таблицы 4 видно, что характерные значения оправдываемости прогнозов типов ледовых условий в основном варьируются в пределах 92–98%, а абсолютные ошибки прогнозов ключевых критериев (зимой – это площади однолетних средних и однолетних толстых льдов, летом – площадь сплоченных льдов и общая ледовитость) в среднем составляют 2–5%, что представляется очень хорошим результатом. Но это относится ко всем прогнозам, в том числе и к тем, когда условия стабильны и тип не меняется, тогда как наибольший интерес вызывают случаи смены типа.

Таблица 4. Значения ошибок прогнозов, ключевых критериев оценки типа ледовых условий, для зимнего (а) и летнего (б) периода, а также значения оправдываемости прогнозов

а) Зима

Район	Относительная площадь однолетних средних льдов, %		Относительная площадь однолетних толстых льдов, %		Оправдываемость прогноза типа, %
	Ср. арифм. ошибка	Ср. абс. ошибка	Ср. арифм. ошибка	Ср. абс. ошибка	
Карское море (районы 1-11)	-0.3	2.4	-0.2	0.7	98.2
Море Лаптевых (районы 12-17)	-1.6	2.2	0.0	0.1	98.2
В.-Сибирское море (районы 18-24)	-1.6	2.2	0.0	0.2	97.1
Чукотское море (районы 25-28)	-0.5	0.8	0.0	0.2	97.8

Таблица 4. Значения ошибок прогнозов, ключевых критериев оценки типа ледовых условий, для зимнего (а) и летнего (б) периода, а также значения оправдываемости прогнозов (окончание)

б) Лето

Район	Ледовитость, %		Относительная площадь сплоченных льдов, %		Оправдываемость прогноза типа, %
	Ср. арифм. ошибка	Ср. абс. ошибка	Ср. арифм. ошибка	Ср. абс. ошибка	
Карское море (районы 1–11)	3.3	4.4	0.5	2.6	96.6
Море Лаптевых (районы 12–17)	3.2	5.2	0.4	2.8	92.3
В.-Сибирское море (районы 18–24)	4.2	5.7	-0.6	4.2	95.5
Чукотское море (районы 25–28)	3.9	4.9	0.1	3.1	86.4

Таблица 5. Ошибки прогнозов ключевых критериев при удачных и неудачных прогнозах смены типа ледовых условий

Море	Ошибки прогноза ключевого критерия, %, и число случаев <i>N</i>	При ошибочном прогнозе смены типа		При точном прогнозе смены типа
		Ошибка «ложная тревога»	Ошибка «пропуск явления»	
Карское	Ср. арифметическая	-2.7	0.2	-0.7
	Ср. абсолютная	4.6	4.8	3.0
	<i>N</i>	3	19	34
Лаптевых	Ср. арифметическая	-0.6	4.0	-1.8
	Ср. абсолютная	3.9	4.3	3.1
	<i>N</i>	3	11	15
Восточно-Сибирское	Ср. арифметическая	2.6	-4.2	0.4
	Ср. абсолютная	5.6	5.1	1.0
	<i>N</i>	6	9	26
Чукотское	Ср. арифметическая	-2.8	2.6	1.7
	Ср. абсолютная	4.6	2.6	1.9
	<i>N</i>	4	3	7

Данные таблицы 5 показывают, что в большинстве случаев смена типа прогнозировалась успешно. Но даже и в тех случаях, когда «уловить» смену типа не удавалось, ошибка прогноза ключевых критериев была, как правило, незначительной, в основном, в пределах $\pm 2.5 \dots \pm 5.5\%$. Это примерно соответствует общему фону ошибок прогнозов ключевых критериев, представленному в таблице 4. Иными словами, когда ледовые условия приближаются к мо-

менту смены типа, то даже незначительная ошибка прогноза ключевого критерия иногда может привести к неудачному прогнозу типа ледовых условий и, соответственно, к ошибке прогноза даты смены типа на 3–4 суток.

Долгосрочное прогнозирование типов ледовых условий

Полученные результаты по изменчивости ледовых условий арктических морей и выполненная типизация позволили не только установить критерии классификации ледовых условий для летнего и зимнего

навигационных периодов, но и разрабатывать методы прогнозов типов сложности ледовых условий с заблаговременностью до 30 суток.

При исследовании ледовых процессов используются методы корреляционного анализа для выявления различного рода связей между характеристиками состояния ледяного покрова и показателями гидрометеорологических процессов, определяющих их изменчивость. Корреляционный анализ является основой физико-статистических методов долгосрочных прогнозов различных характеристик ледовых условий в арктических морях.

Проблема поиска информативных факторов может решаться в рамках автоматизированной системы на основе использования линейных комбинаций. С помощью автоматизированной прогностической системы (АПС) «Пегас» из совокупности рядов или полей исходных гидрометеорологических элементов выбираются оптимальные показатели, на их основе рассчитываются обобщенные показатели, являющиеся линейными комбинациями от исходных данных. АПС «Пегас» успешно применяется для долгосрочного ледового прогнозирования [22].

Основным назначением АПС «Пегас» является исследование информативности различных гидрометеорологических полей, построение расчетных и прогностических моделей. Она позволяет исследовать информативность как точечных измерений (например, данные одной полярной станции), так и полей элементов, представленных в узлах сеточной области. Это особенно важно при исследовании полей атмосферного давления, так как разность давления между различными узлами сеточной области имеет вполне определенный физический смысл, характеризуя направление и интенсивность воздушных переносов.

Из стандартных статистических процедур программа позволяет:

оценивать статистическую связь коэффициентами корреляции; по заданному критерию игнорировать или учитывать аргумент; выбирать наиболее значимые аргументы; на основе элементарного дискриминантного анализа проводить обобщение всей информации и рассчитывать обобщенный показатель. АПС «Пегас» позволяет выделять наиболее информативные створы давления, определяющие формирование зимних ледовых условий.

Для прогноза появления льдов различных возрастных групп и изменения их количества в задаче долгосрочного прогноза типов ледовых условий в летний период в АПС «Пегас» в качестве исходных данных (предикторов) предлагается использовать следующие показатели:

- поля атмосферного давления предшествующего осеннего периода до месяца составления прогноза включительно;
- среднемесячное значение температуры воздуха в предшествующий месяц;
- ледовитость и площадь сплоченных льдов в районе на момент составления прогноза.

В качестве прогнозируемых элементов в АПС «Пегас» выступают показатели площади сплоченных льдов (площадь ледяного массива) и ледовитость района на прогнозируемый месяц. Анализ информативности различных привлекаемых показателей метеорологического и ледового режима показывает, что большинство из них статистически значимы и информативны. Использование этих показателей позволяет построить результирующее уравнение регрессии с коэффициентами корреляции 0.88–0.93. Прогноз составляется в конце каждого месяца летнего периода, с момента начала активного таяния и сокращения льдов в результате их разрушения – с конца июня. Заблаговременность прогноза составляет 30 суток.

Разработка долгосрочного прогноза типа ледовых условий в районах арктических морей для зимнего периода проводится в последние числа каждого месяца, начиная с октября и по май включительно. При построении прогностической схемы долгосрочного прогноза типа зимних ледовых условий используются следующие предикторы:

- тип зимы по данным долгосрочного метеорологического прогноза;
- суммы градусо-дней мороза для определения типа зим – суровый, умеренный или легкий – и даты устойчивого ледообразования на полярных станциях;
- толщины припайных льдов на полярных станциях для определения срока достижения градации однолетних тонких, средних и толстых льдов;

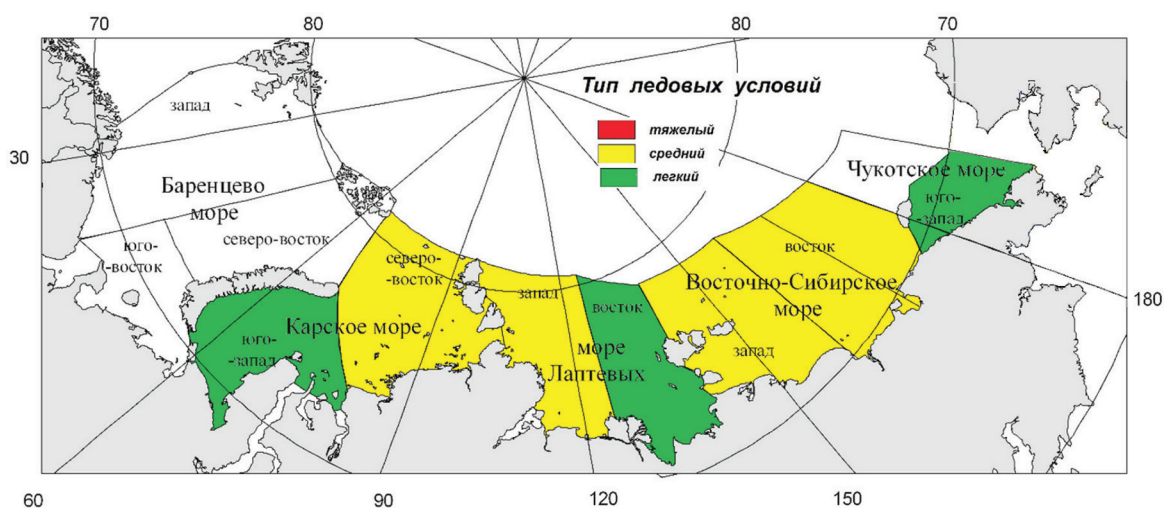


Рис. 4. Пример прогноза типов ледовых условий в семи районах российских арктических морей в летний период (на июль).

— количество льдов разного возраста по районам морей.

Прогноз формулируется в виде ожидаемого типа ледовых условий в районе моря на прогнозируемый период. В результате долгосрочного ледового прогноза для зимнего и летнего сезона прогнозируется тип ледовых условий в каждом из семи районов арктических морей. Пример прогностической карты приведен на рисунке 4.

Заключение

Исследование ледовых процессов и явлений позволяет совершенствовать динамико-термодинамическую модель эволюции ледяного покрова. Важную практическую роль имеют исследования опасных ледовых явлений, которые обуславливают быстрое изменение ледовой обстановки. Усовершенствованная модель эволюции ледяного покрова, наряду с применением современных IT-технологий, позволила разработать успешный метод краткосрочного ледового прогноза для всех российских арктических морей.

Анализ многолетней изменчивости площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана и отдель-

но каждой акватории российских арктических морей позволяет выявить основные закономерности, выполнить типизацию ледовых прогнозов для зимнего и летнего периода и разработать эффективные методы долгосрочных ледовых прогнозов.

Разработанные долгосрочные и краткосрочные прогнозы типов ледовых условий внедрены в систему управления Северного морского пути и используются для выдачи разрешений на плавание судов в акватории СМП.

Благодарности

Статья подготовлена по результатам исследований проекта РФФИ №18-05-60109 и по результатам проектов программы «Исследование гидрометеорологических процессов в Мировом океане, морях и устьях рек России, Арктике и Антарктике» Росгидромета.

Литература

1. И.Е. Фролов, З.М. Гудкович, В.П. Карклин, Е.Г. Ковалев, В.М. Смоляницкий
Научные исследования в Арктике, в 2 тт., т. 2: Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа, РФ, Санкт-Петербург, Наука, 2007, 136 с.
2. В.Г. Смирнов, И.А. Бычкова, Н.Ю. Захваткина, Е.У. Миронов, С.В. Клячкин
Метеорология и гидрология, 2019, №11, 56.
3. Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике, под ред. Е.У. Миронова, РФ, Санкт-Петербург, Изд. ААНИИ, 2010, 320 с.
4. Е.У. Миронов, С.В. Клячкин, А.В. Юлин
Метеорология и гидрология, 2019, №4, 26.
5. С.В. Клячкин, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май, Е.Б. Саперштейн, И.А. Сергеева, С.И. Ярославцева
В Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития», РФ, Санкт-Петербург, Химиздат, 2019, с. 456–460. (http://mgo-spb.ru/f/conferencia_20191.pdf).
6. A.F. Blumberg, G.L. Mellor
В Three-Dimensional Coastal Ocean Models, Ser. Coastal and Estuarine Sciences, Vol. 4, Ed. N. Heaps, USA, D.C., Washington,

Images & Tables

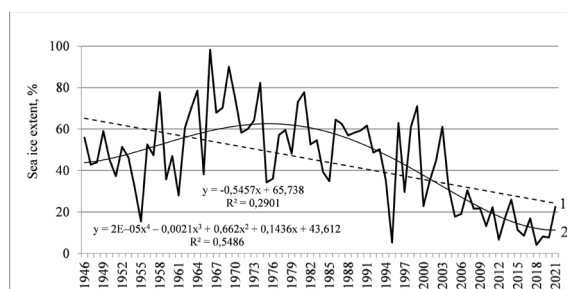


Fig. 1. Multiyear variability of ice cover extent in the Kara Sea in August from 1946 to 2021. Trends: 1 – linear, 2 – polynomial.

Table 1. Basic statistical characteristics of the sea ice extent variability in the Kara Sea in summer during various periods, %

Parameters	Month, 10-day period								
	VII-1	VII-2	VII-3	VIII-1	VIII-2	VIII-3	IX-1	IX-2	IX-3
“Cold” period 1959–1989									
Average value	89	85	77	66	54	46	37	33	32
“Warm” period 1990–2020									
Average value	73	64	49	39	30	23	20	18	17
Difference*	15	21	29	26	23	22	17	15	15

* Difference between the average values in the “cold” and “warm” periods.

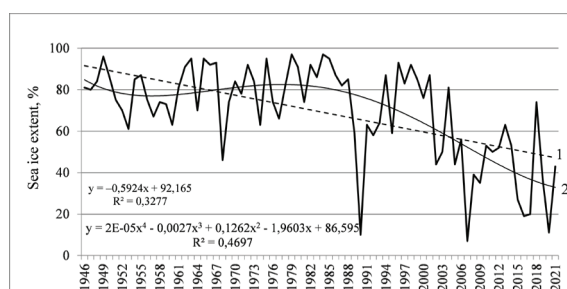


Fig. 2. Multiyear time-progress of ice cover extent in the East-Siberian Sea in August from 1946 to 2018. Trends: 1 – linear, 2 – polynomial.

Table 2. Basic statistical characteristics of the sea ice extent variability in the East-Siberian Sea in summer during various periods

Parameters	Month, 10-day period								
	VII-1	VII-2	VII-3	VIII-1	VIII-2	VIII-3	IX-1	IX-2	IX-3
“Cold” period 1959–1989									
Average value	96	95	92	88	82	77	73	70	69
“Warm” period 1990–2020									
Average value	93	89	82	66	57	46	38	33	31
Difference*	3	6	10	22	25	31	35	38	38

* Difference between the average values in the “cold” and “warm” periods.

Table 3. Number of cases (N) and frequency of occurrence (P) of various types of ice conditions in the Russian Arctic seas during the period of 2000–2020

Type of ice conditions	Seas							
	Kara Sea		Laptev Sea		East-Siberian Sea		Chukchi Sea	
	N	P, %	N	P, %	N	P, %	N	P, %
Heavy	1	5	1	5	1	5	1	5
Light	4	20	9	45	10	50	13	65
Medium	15	75	10	50	9	45	6	30

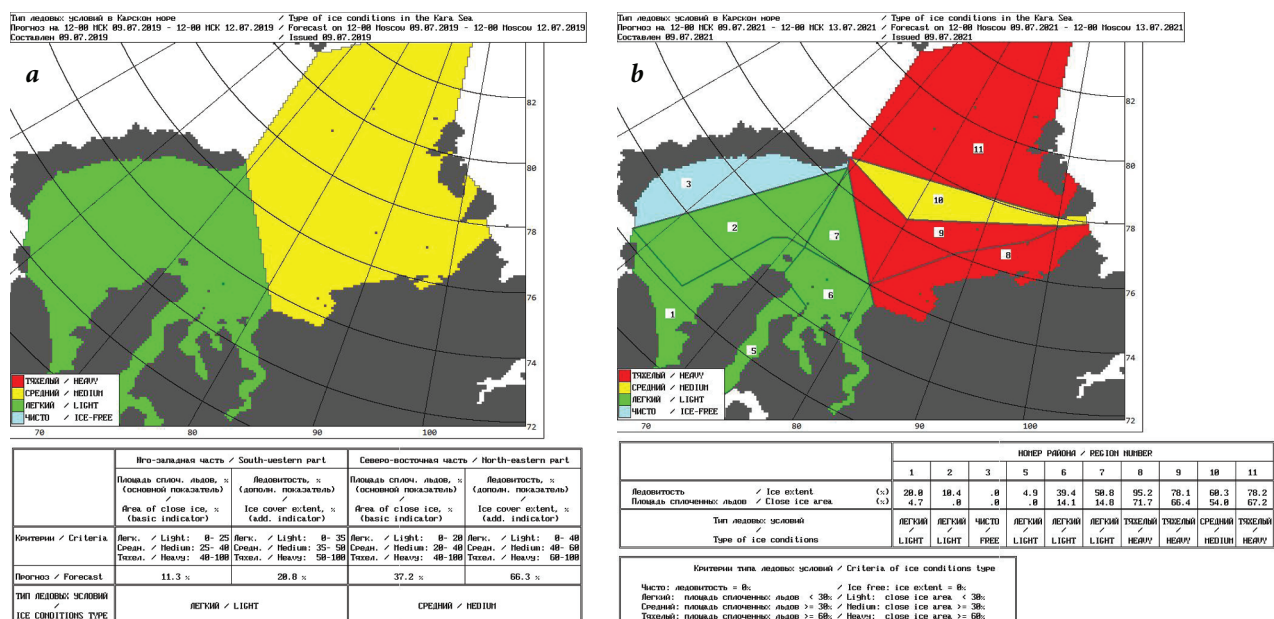


Fig. 3. Example of the diagrams containing the forecast of ice condition types in the Kara Sea: a – issued on 09.06.2019 for the period 09-12.06.2019 (for large areas); b – issued on 09.07.2021 for the period 09-13.07.2021 (for small areas).

Table 4. Values of forecast errors, key criteria for assessing the type of ice conditions, for the winter (a) and summer (b) periods, as well as the values of the accuracy of the ice condition forecasts

a – Winter

Region	Relative area of first-year medium-thick ice, %		Relative area of first-year thick ice, %		Justification of the ice condition forecast, %
	Mean error	Mean absolute error	Mean error	Mean absolute error	
Kara Sea (areas 1-11)	-0.3	2.4	-0.2	0.7	98.2
Laptev Sea (areas 12-17)	-1.6	2.2	0.0	0.1	98.2
East-Siberian Sea (areas 18-24)	-1.6	2.2	0.0	0.2	97.1
Chukchi Sea (areas 25-28)	-0.5	0.8	0.0	0.2	97.8

b – Summer

Region	Ice coverage, %		Relative area of packed ice, %		Justification of the ice condition forecast, %
	Mean error	Mean absolute error	Mean error	Mean absolute error	
Kara Sea (areas 1-11)	3.3	4.4	0.5	2.6	96.6
Laptev Sea (areas 12-17)	3.2	5.2	0.4	2.8	92.3
East-Siberian Sea (areas 18-24)	4.2	5.7	-0.6	4.2	95.5
Chukchi Sea (areas 25-28)	3.9	4.9	0.1	3.1	86.4

Table 5. Forecast errors of key criteria for successful and unsuccessful forecasts of the ice conditions type changes

Region	Key criteria forecast error, %, and number of cases N	Erroneous forecast of type change		Accurate forecast of type change
		False alarm error	"Missing event" error	
Kara Sea	Mean error	-2.7	0.2	-0.7
	Mean absolute error	4.6	4.8	3.0
	N	3	19	34
Laptev Sea	Mean error	-0.6	4.0	-1.8
	Mean absolute error	3.9	4.3	3.1
	N	3	11	15
East-Siberian Sea	Mean error	2.6	-4.2	0.4
	Mean absolute error	5.6	5.1	1.0
	N	6	9	26
Chukchi Sea	Mean error	-2.8	2.6	1.7
	Mean absolute error	4.6	2.6	1.9
	N	4	3	7

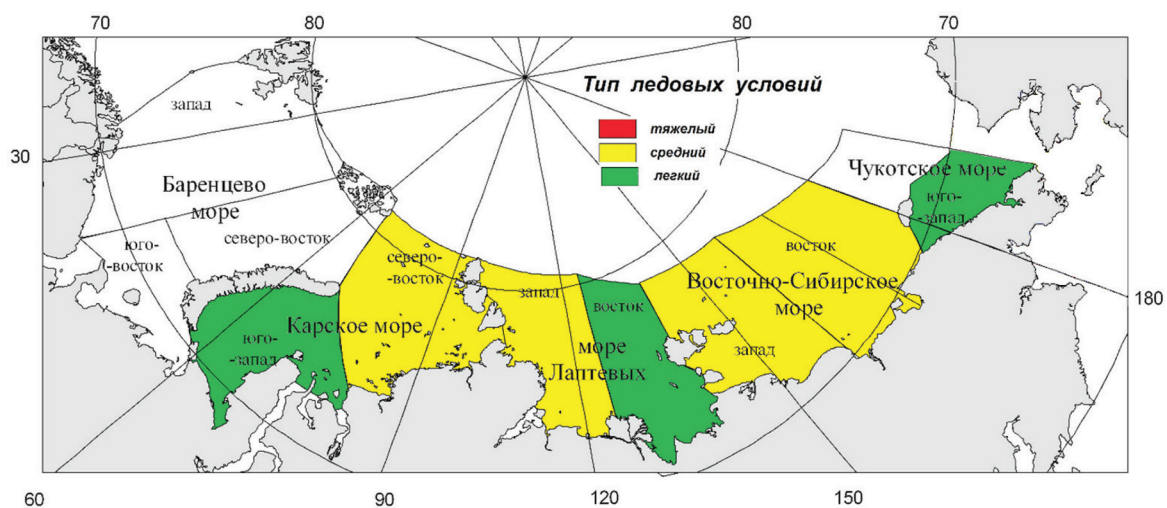


Fig. 4. Example of ice conditions type forecast in 7 regions of the Russian Arctic seas in summer (July).

References

1. I.E. Frolov, Z.M. Gudkovich, V.P. Karklin, E.G. Kovalev, V.M. Smolyanitsky
Nauchnye issledovaniya v Arktike, v 2 tt., t. 2: Klimaticheskie izmeneniya ledyanogo pokrova morey Evraziyskogo shelfa [Scientific Studies in the Arctic in 2 Vols, Vol. 2: Climatic Changes of the Ice Cover of the Eurasian Shelf Seas], RF, Snt Petersburg, Nauka Publ., 2007, 136 pp. (in Russian).
2. V.G. Smirnov, I.A. Bychkova, N.Yu. Zakhvatkina, E.U. Mironov, S.V. Klyachkin
Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and Hydrology], 2019, №11, 56 (in Russian).
3. *Opasnyye ledovyye yavleniya dlya sudokhodstva v Arktike* [Ice Phenomena Threatening Arctic Shipping], Ed. E.U. Mironov, RF, Snt Petersburg, AARI Publ., 2010, 320 pp. (in Russian).
4. Ye.U. Mironov, S.V. Klyachkin, A.V. Yulin
Meteorologiya i gidrologiya [Meteorology and Hydrology], 2019, №4, 26 (in Russian).
5. S.V. Klyachkin, R.B. Guzenko, R.I. May, E.B. Sapershtein, I.A. Sergeeva, S.I. Yaroslavl'tseva
In *Proc. 3rd Russian National Conference "Hydrometeorology and Ecology: Scientific and Educational Achievements and Perspectives"*, RF, Snt Petersburg, Khimizdat Publ., 2019, pp. 456–460 (in Russian). (http://mgo-spb.ru/f/conferencia_20191.pdf).
6. A.F. Blumberg, G.L. Mellor
In *Three-Dimensional Coastal Ocean Models, Ser. Coastal and Estuarine Sciences, Vol. 4*, Ed. N. Heaps, USA, D.C., Washington, AGU Publ., 1987, pp. 1–16.
DOI: 10.1029/CO004p0001.
7. G.L. Mellor
Users Guide for A Three-Dimensional, Primitive Equation, Numerical Ocean Model, publ. Jan. 2003, 57 pp. (https://www.researchgate.net/profile/George-Mellor-2/publication/242777179_Users_Guide_For_A_Three-Dimensional_Primitive_Equation_Numerical_Ocean_Model/links/00b49531627dd81dca000000/Users-Guide-For-A-Three-Dimensional-Primitive-Equation-Numerical-Ocean-Model.pdf?origin=publication_detail).
8. M.G.G. Foreman
Pac. Mar. Sci. Rep. 77-10: Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction, CA, Sidney, Inst. Ocean Sci. Publ., 1977, 58 pp. (<http://www.ccpo.odu.edu/~klinck/Reprints/PDF/foremanREP1977.pdf>).
9. A.V. Nekrasov
Energia okeanskikh prilivov [Energy of the Ocean Tides], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1990, 288 pp. (in Russian).
10. A.E. Gill
Atmosphere–Ocean Dynamics, Int. Geophys. Ser., Vol. 30, USA, CA, San Diego, Academic Press, 1982, 662 pp.
11. A. Rosati, K. Miyakoda
J. Phys. Oceanogr., 1988, 18(11), 1601.
DOI: 10.1175/1520-0485(1988)018<1601:AGCMFU>2.0.CO;2.
12. J.W. Zillman
Study of Some Aspects of the Radiation and Heat Budgets of the Southern Hemisphere Oceans, Ser. Meteorol. study, Vol. 26, Australia, Canberra, Australian Government Publishing Service, 1972, 562 pp.
13. A.Ya. Nikolayeva, N.P. Shesterikov
Trudy AANII [Proc. AARI J.], 1970, 292, 143 (in Russian).
14. Z.M. Gudkovich, Yu.P. Doronin
Dreyf morskikh ldov [Sea Ice Drift], RF, Snt Petersburg, Gidrometeoizdat, 2001, 112 pp. (in Russian).
15. I.L. Appel, Z.M. Gudkovich
Chislennoe modelirovanie i prognoz evolyutsii ledyanogo pokrova arkticheskikh morey v period tayanii [Numerical Modeling and Forecasting of Evolution of the Arctic Seas Ice Cover in the Melting Period], RF, Snt Petersburg, Gidrometeoizdat, 1992, 143 pp. (in Russian).
16. D.E. Kheysin, V.O. Ivchenko
Oceanography [Okeanologia], 1975, 15(5), 803 (in Russian).
17. V.P. Karklin, A.V. Yulin, I.D. Karelin, V.V. Ivanov
Trudy AANII [Proc. AARI J.], 2001, 443, 5 (in Russian).
18. AARI WDC Sea-Ice. (<http://wdc.aari.ru>).
19. O.M. Johannesen, V.Yu. Alexandrov, I.E. Frolov, S. Sandven, L.H. Pettersson, L.P. Bobylev, K. Kloster, V.G. Smirnov, E.U. Mironov, N.G. Babich
Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route: Studies and Applications, Ser. Springer Praxis Books, UK, Chichester, Springer & Praxis Publ., 2007, 472 pp.
DOI: 10.1007/978-3-540-48840-8.
20. V.P. Karklin, S.V. Khotchenkov, A.V. Yulin
In *Informatsionnyy sbornik №44 «Rezultaty ispytaniya novykh i usovershenstvovannykh tekhnologiy, modeley i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov»* [Information collection No. 44 "Results of Testing New and Improved Technologies, Models and Methods of Hydrometeorological Forecasts"], Ed. A.A. Alekseeva, RF, Moscow, Obninsk, IG-SOTSIN, 2017, c. 113–125 (in Russian). (<http://method.meteorf.ru/publ/sb/sb44/karlin.pdf>).
21. *Pravila plavaniya v akvatorii Severnogo morskogo puti* [On Approval of the Rules for Navigation in the Waters of the Northern Sea Route], Appr. Orders Govern. Russia No. 1487, 09/18/2020, In *Collection of Legislation of the Russian Federation*, RF, Moscow, Yuridicheskaya Literatura Publ. House, 2020, No. 39, Art. 6064 (in Russian). (<http://ivo.garant.ru/#/document/74664152/paragraph/1:0>).
22. E.G. Kovalev, A.V. Yulin
Trudy AANII [Proc. AARI J.], 1998, 438, 73 (in Russian).

Экстремальные колебания уровня в морях российской Арктики в условиях глобального изменения климата*

И.П. Медведев, М.Е. Куликов, Е.А. Куликов, А.Ю. Медведева, О.И. Яковенко, Д.А. Смирнова

Детально исследованы особенности экстремальных колебаний уровня морей российской Арктики в условиях глобальных изменений климата. Получены оценки скорости повышения среднего уровня моря в Арктике по данным среднемесячных значений уровня на прибрежных станциях и спутниковой альтиметрии. Обнаружено, что для морского побережья Арктики от Карского до Чукотского морей наибольшей величины приливы достигают в Хатангском заливе (остров Преображения) – 131 см. В Белом, Карском, Лаптевых и Чукотском морях была изучена сезонная изменчивость гармонических постоянных приливов, которая обусловлена изменениями гидрометеорологических условий в течение года. Выполнены адаптация гидродинамической модели ADCIRC для условий моря Лаптевых и численное моделирование колебаний уровня моря в 1980–2000 гг. По результатам моделирования, максимальные размахи остаточных колебаний уровня моря, как для суммарного уровня, наблюдаются в устье Хатанги (489 см) и Оленёкском заливе (444 см). На основе данных прибрежных наблюдений и численного моделирования были получены оценки экстремальных колебаний уровня с различными периодами повторяемости.

Ключевые слова: Арктика, приливы, штормовой нагон, колебания уровня моря, численное моделирование, глобальное потепление,

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№18-05-60250 и 20-35-90096).

Введение

Колебания уровня моря – это сложный физический процесс, формирующийся под влиянием различных внешних и внутренних факторов: метеорологического воздействия, приливообразующих и гелиогеофизических сил, изменений полей плотности морской воды, океанической циркуляции, изменений водного баланса и морфометрических особенностей бассейна. Эти факторы приводят к возникновению разнопериодных процессов, таких как приливы, штормовые нагоны, сейши, сезонные колебания уровня моря и глобальные изменения среднего уровня Мирового океана.

В настоящей работе были исследованы колебания уровня в морях российской Арктики в широком диапазоне периодов. Приливы – это регулярные пери-

одические колебания уровня моря и связанные с ними течения, которые в Мировом океане достаточно подробно исследованы [1]. Но в условиях Арктики проявляются аномальные особенности приливных колебаний уровня моря, вызванные влиянием ледового покрова и, в первую очередь, припайного льда [2, 3].

Наиболее явным проявлением катастрофических событий в колебаниях уровня моря являются штормовые нагоны. Они формируются под влиянием метеорологических факторов (изменений атмосферного давления и ветрового напряжения) и носят нерегулярный, случайный



МЕДВЕДЕВ
Игорь Павлович
Институт океанологии
им. П.П. Ширшова РАН



КУЛИКОВ
Михаил Евгеньевич
Институт океанологии
им. П.П. Ширшова РАН



КУЛИКОВ
Евгений Аркадьевич
Институт океанологии
им. П.П. Ширшова РАН



МЕДВЕДЕВА
Алиса Юрьевна
Институт океанологии
им. П.П. Ширшова РАН



ЯКОВЕНКО
Ольга Игоревна
Институт океанологии
им. П.П. Ширшова РАН



СМИРНОВА
Дарья Алексеевна
Институт океанологии
им. П.П. Ширшова РАН

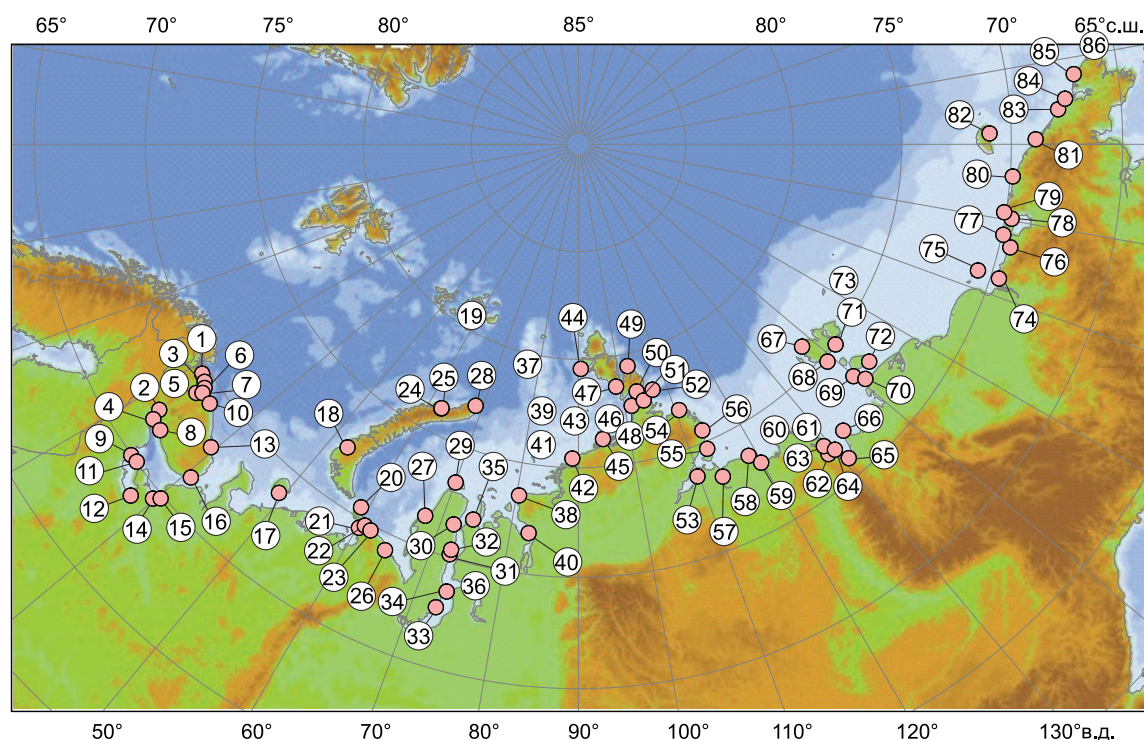


Рис. 1. Схема расположения уровенерных станций: 1 – Печенга (Лиинахамари); 2 – м. Пикишеув; 3 – Кислогубская ПЭС; 4 – Полярное; 5 – Мурманск; 6 – Териберка; 7 – Иоканьга; 8 – о. Сосновец; 9 – Умба; 10 – Ковда; 11 – Кандалакша; 12 – Кемь-порт; 13 – Соловки; 14 – Онега; 15 – Северодвинск; 16 – о. Мудьюг; 17 – Бугрино; 18 – Малые Кармакулы; 19 – Русская гавань; 20 – Русская гавань; 21 – м. Желания (бухта); 22 – ГМО им. Э.Т. Кренкеля; 23 – им. Е.К. Федорова (м. Болванский Нос); 24 – м. Белый Нос; 25 – пролив Югорский Шар; 26 – Амдерма; 27 – Усть-Кара; 28 – Моржовая; 29 – Тамбей; 30 – Тадебя-Яха; 31 – Сеяха; 32 – м. Каменный; 33 – Новый Порт; 34 – Антипаюта; 35 – им. 60 лет ВЛКСМ; 36 – о. Диксон (бухта); 37 – Сопочная Карга; 38 – о. Визе; 39 – о. Уединения; 40 – о-ва Известный ЦИК; 41 – о. Исаченко; 42 – м. Стерлегова; 43 – о. Правды; 44 – о. Русский; 45 – м. Голомянный; 46 – м. Песчаный; 47 – о-ва Краснофлотские; 48 – о-ва Гейберга; 49 – б. Солнечная; 50 – м. Челюскина (ГМО им. Е.К. Федорова); 51 – о. Малый Таймыр; 52 – о. Андрея; 53 – б. Мариш Прончищевой; 54 – о. Преображения; 55 – м. Косистый; 56 – Анабар; 57 – м. Терпий Тумса; 58 – Усть-Оленёк; 59 – о. Дунай; 60 – Сагыллах-Ары; 61 – Быков Мыс; 62 – б. Тикси; 63 – о. Муостах; 64 – Найба; 65 – Буор-Хая; 66 – о. Котельный; 67 – пролив Санникова; 68 – Земля Бунге; 69 – м. Кигилях; 70 – м. Святой Нос; 71 – м. Шалаурова; 72 – о. Жохова; 73 – о. Четырехстолбовой; 74 – б. Амбарчик; 75 – Рау-Чуа; 76 – о. Айон; 77 – Певек; 78 – Валькаркай; 79 – м. Биллингса; 80 – о. Врангеля; 81 – м. Шмидта; 82 – м. Ванкарем; 83 – о. Колючин; 84 – м. Неттэн; 85 – о. Ратманова.

характер. В мелководных морях российской Арктики сгонно-нагонные колебания уровня преобладают над приливными. В Карском море в безледные сезоны высота нагонов может достигнуть 2 м, а в море Лаптевых – до 3 м.

Глобальные изменения среднего уровня Мирового океана формируются под влиянием многих факторов, основными из которых являются изменения плотности воды, вызванные повышением ее температуры, а также таяние горных ледников и ледниковых куполов. Поскольку эти эвстатические и стерические колебания уровня Мирового океана обусловлены изменениями климата и, прежде всего, глобальной температурой воздуха, то межгодовые колебания уровня моря можно рассматривать

как интегральный индикатор изменений глобального климата.

Данные

Для выявления особенностей долгопериодных колебаний уровня моря на российском побережье Арктики была сформирована база данных среднемесячных значений уровня моря. В ее основу легли данные двух порталов: 1) Постоянной службы среднего уровня моря, Ливерпуль, Англия (Permanent Service for Mean Sea Level, PSMSL), и 2) Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане, Обнинск, Россия (ЕСИМО). Всего на основе данных этих порталов были подготовлены временные ряды для 85 пунктов на побережье и островах российской Арктики. Расположение станций представлено на рис. 1. Станции имеют различный период наблюдений и процент пропусков. В основном, наблюдения покрывают период с 1950-х гг. по 1990-й г. На основе данных PSMSL

и ЕСИМО были сформированы длительные качественные ряды наблюдений: например, Мурманск (1952–2018 гг., временное покрытие данными 98%), Амдерма (1950–2018 гг., 98%), о. Визе (1953–2018 гг., 95%), Острова Известий ЦИК (1954–2013 гг., 99%), Бухта Тикси (1949–2010 гг., 100%) и др.

Для анализа короткопериодных колебаний уровня моря (приливы, нагоны и др.) были собраны ряды ежечасных наблюдений на 32 станциях. В Белом море сформированы ряды наблюдений трех станций: Сосновец, Соловки и Северодвинск. Период наблюдений на этих станциях покрывал 2004–2010 (2014) гг. На портале ЕСИМО для Карского моря были собраны ежечасные ряды наблюдений двенадцати стационарных пунктов, для моря Лаптевых – одиннадцати станций, для Восточно-Сибирского моря – четырех станций и двух пункта наблюдений – для Чукотского моря. Средний период наблюдений на этих станциях составил 17 лет. Длительные ряды ежечасных наблюдений были сформированы для станций мыс Лескина (1962–1993), Амдерма (1962–1993), о. Правды (1962–1995), бухта Тикси (1977–2009). Все ежечасные измерения приведены к единому часовому поясу (GMT); уровень моря по всем станциям приведен к нулю Балтийской системы высот (0 БС).

Тенденции в межгодовых изменениях среднего уровня

Колебания уровня моря можно представить как суперпозицию трех компонент: периодической, случайной и трендовой. К трендовой компоненте относятся положительные/отрицательные тенденции в многолетних изменениях среднего уровня моря. Эти тенденции в морях, омывающих российское побережье Арктики, формируются в основном под влиянием двух факторов: 1) повышения среднего уровня Мирового океана, вызванного глобальными изменениями климата Земли, и 2) локальных вертикальных движений земной коры, обусловленных восстановлением ее изостатического равновесия после таяния ледниковых щитов. Скорость повышения среднего уровня Мирового океана по данным прибрежных и спутниковых наблюдений с 1993 по 2009 гг. составляла 3.2 мм/год [4], а по данным наблюдений с 2005 по 2015 гг. увеличилась до 3.6 мм/год [5].

Межгодовые изменения среднего уровня частично формируются под действием вертикальных движений земной поверхности (postglacial land uplift). 11 000 лет назад в конце последнего ледникового периода растаял Фенноскандинавский ледяной щит. После удаления мощной нагрузки ледниковых покровов земная

кора стала стремиться к восстановлению изостатического равновесия, что вызывает подъем суши. В настоящем исследовании для учета вертикальных движений земной коры была использована модель ICE-6G [6]. Наибольшие скорости подъема земной поверхности наблюдаются в северной части Балтийского моря, до 9 мм/год. По модели ICE-6G в морях российской Арктики центральная часть Баренцева моря является областью, поднимающейся на ~8 мм/год. На периферии область поднятия суши включает в себя архипелаги: Шпицберген, Земля Франца Иосифа и Новая Земля. При этом в Норвежском и Гренландском морях происходит опускание суши, то есть область склона континентального шельфа стала областью градиента и смены знака для вертикальных движений суши. В целом регион Скандинавия – Кольский полуостров – Баренцево море – Карское море поднимается, побережье Евразийского континента от Горла Белого моря до реки Пясины медленно опускается, скорость изменения среднего уровня моря варьирует от 0 до –1 мм/год. И далее вплоть до Чукотского моря существенных вертикальных движений суши нет. Локальный центр опускания земной коры также располагается в Карском море вблизи побережья полуострова Ямал.

В настоящем исследовании были выделены тренды в многолетних изменениях уровня моря и оценены их скорости по наблюдениям 85 станций с длительными среднемесячными данными об уровне моря. На рис. 2 представлены примеры межгодовых изменений с 1960 по 2000 гг. на станциях Мурманск, о. Врангеля, ГМО им. Э.Т. Кренкеля и мыс Косистый (1960–1990). Для станций на о. Врангеля и в Мурманске характерны положительные тенденции в изменениях среднего уровня моря со скоростью 4.6–4.7 мм/год. На станции мыс Косистый уровень опускается со скоростью –8.2 мм/год, на ГМО

им. Э.Т. Кренкеля опускается со скоростью -2.2 мм/год. Подобные различия в межгодовых изменениях вызваны неоднородностью полей изменения среднего уровня арктических морей и вертикальных движений земной коры.

Для каждой станции была выполнена коррекция на вертикальные движения земной коры и рассчитаны скорости изменения среднего уровня моря, вызванные климатическими факторами. На рис. 3 представлена скорость изменения уровня (мм/год), рассчитанная за весь период имеющихся данных. На большинстве станций тренды положительные, за исключением Обской губы (-6 мм/год), Горла Белого моря (-4 мм/год), Берингова пролива (-2 мм/год), Хатангского залива (-7 мм/год), Кандалакшского залива. Максимумы достигаются в Обской губе (23, 14 и 20 мм/год), в Мурманске (13 мм/год), в Кандалакшском заливе (7 мм/год), в устье Лены (13 мм/год). Таким образом, экстремумы наблюдаются в одних и тех же местах, что может свидетельствовать о неравномерности покрытия данными и неоднородности выборки.

Сезонные колебания уровня в морях российской Арктики

Сезонные колебания формируются под воздействием различных факторов, основными из которых являются: изменения плотности морской воды, атмосферного давления, скорости и направления ветра, объема речного стока, испарения и атмосферных осадков. Результат влияния этих факторов на колебания уровня моря имеет временные и пространственные неоднородности.

Гармонические постоянные были рассчитаны для всех 85 станций. Среди различных составляющих долгопериодных колебаний уровня моря наибольших амплитуд достигают годовые изменения. В

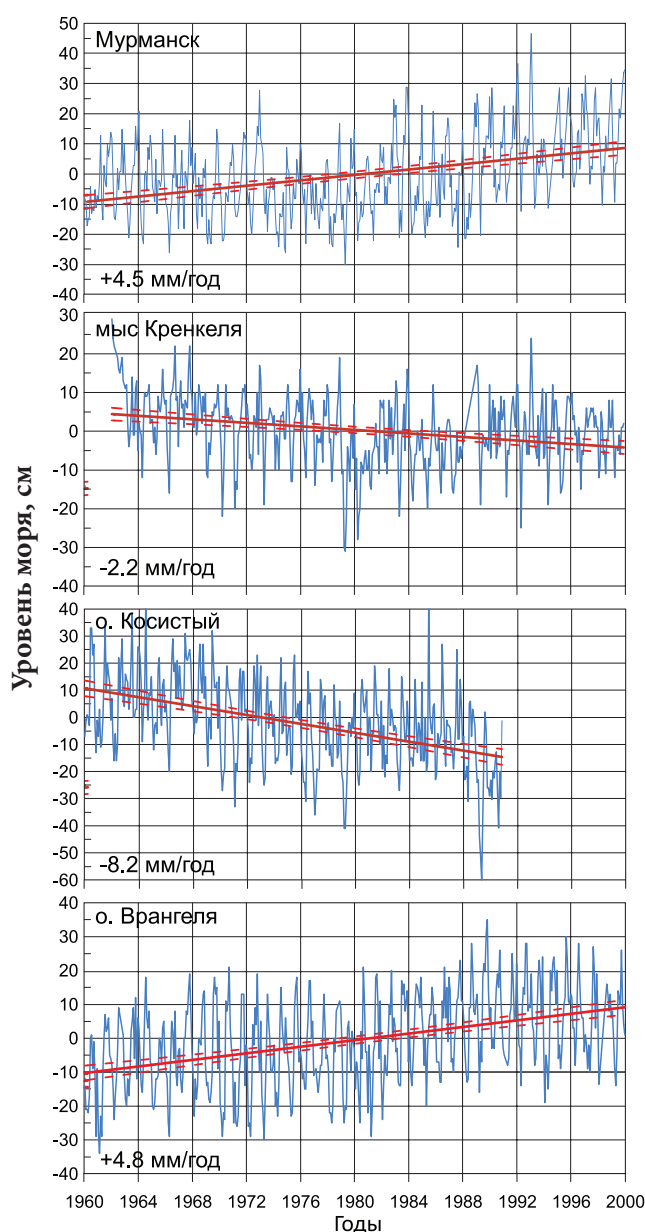


Рис. 2. Многолетние изменения среднего уровня в арктических морях, наблюдаемые на станциях Мурманск, мыс Кренкеля, мыс Косистый и о. Врангеля. Красным цветом показана линия тренда (мм/год) за весь период наблюдений в течение XX века.

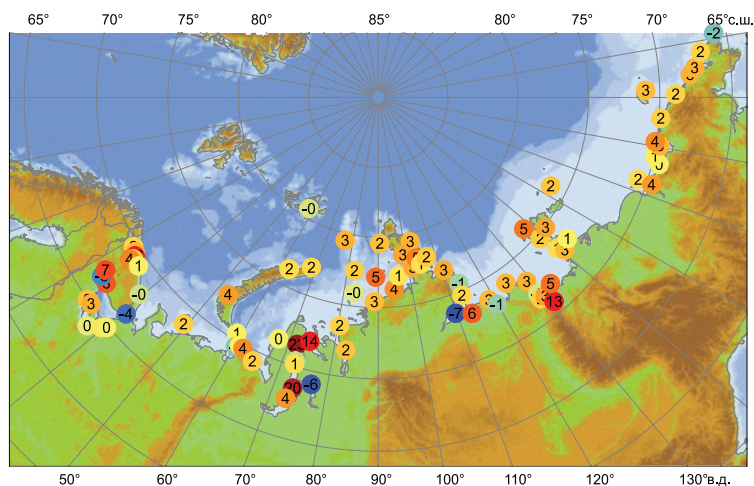


Рис. 3. Скорость изменения среднего уровня моря (мм/год) за весь период наблюдений.

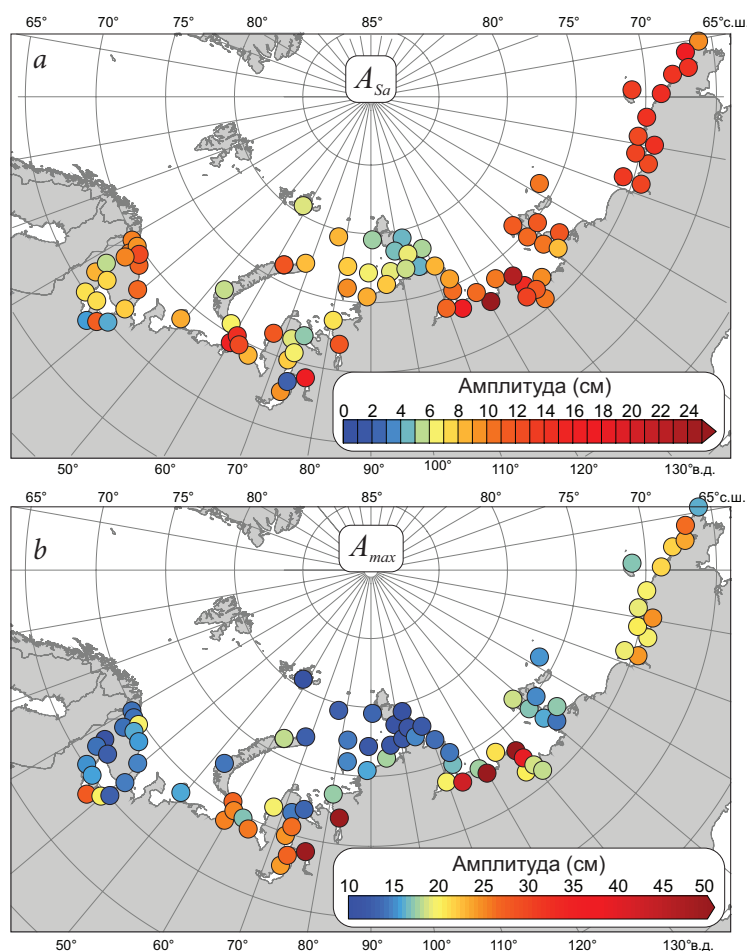


Рис. 4. Средние (а) и максимальные (б) амплитуды годовой компоненты колебаний уровня моря в Арктике.

пространственном распределении амплитуд наблюдается глобальная закономерность и локальные особенности. Глобальная закономерность заключается в увеличении амплитуд годовых колебаний с запада на восток (рис. 4а). Средняя амплитуда годовых колебаний уровня в Белом море составляет 7 см, в Баренцевом море 9–10 см, в Карском море 8–9 см, в море Лаптевых 10–11 см, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях 13–14 см. Локальные особенности проявляются вблизи устьев рек, а также в проливах [7]. На станциях, располагающихся вблизи проливов Карские ворота, Шокальского и Вилькицкого, амплитуда годовых колебаний не превышает 4–6 см. В проливе Югорский Шар амплитуда увеличивается до 12–16 см. В устьях рек наблюдаются аномально высокие амплитуды годовых колебаний до 11 см в Енисейском заливе, до 23 см и 25 см вблизи устьев рек Лены и Оленёк соответственно. В Обской губе амплитуда годовых колебаний сильно варьируется: от 2 см на станции мыс Каменный до 18 см на станции Антипаюта в Тазовской губе.

Для выявления экстремальных характеристик сезонных колебаний и их межгодовой изменчивости в настоящем исследовании использовалась

процедура сезонной коррекции X-12-ARIMA. Максимальные значения амплитуды сезонных колебаний уровня моря A_{max} за весь период наблюдений меняется от 12 см в Белом море до 25 см на побережьях Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рис. 4б). Максимальные значения A_{max} достигаются в устьевых областях: до 50 см в Енисейском заливе и Обской губе, до 60 см вблизи устья р. Лены и до 75 см в устье р. Оленёк. То есть в течение года размах изменений среднего уровня моря может достигать 100 см в Енисейском заливе и до 150 см в устье р. Оленёк [7].

Сезонная изменчивость приливов

В Северном Ледовитом океане преобладают полусуточные приливы, которые проникают из Атлантического океана. Важной особенностью приливов в арктических морях является сезонная изменчивость гармонических постоянных, которая обусловлена сезонными изменениями площади ледяного покрова. В [2, 3] на основе анализа многолетних ежечасных рядов наблюдений за уровнем в Белом, Лаптевых и Чукотском морях была исследована сезонная изменчивость основных приливных гармоник и некоторых негармонических характеристик прилива. Использование многолетних рядов наблюдений позволило рассчитать средние амплитуды и фазы приливных гармоник в отдельные месяцы с высокой точностью и оценить их межгодовую изменчивость. Сезонный размах амплитуды прилива K_1 для некоторых станций превышает половину от ее среднегодовой величины. Наименьший размах амплитуды характерен для беломорских станций Сосновец и Соловки, где он находится в пределах 15–20% от ее среднегодовой величины. Для всех беломорских станций характерен сентябрьский

пик амплитуды гармоники K_1 , причем второй по величине пик также наблюдается в один и тот же месяц – в январе. Для лаптевоморской станции Тикси наблюдается сезонный ход с максимумом амплитуды K_1 в августе и с минимумом в апреле, что соответствует развитию ледового покрова (максимум амплитуды в период «чистой воды», и наоборот) в этой акватории. Для других станций морей Сибирского континентального шельфа (о. Преображения и о. Врангеля), напротив, пик приходится на февраль–апрель, что далее будет именоваться аномальным сезонным ходом прилива, не соответствующим закономерностям сезонного развития ледового покрова.

В отличие от суточной гармоники, сезонный ход полусуточной волны M_2 на большинстве станций выделяется одним пиком. В основном он соответствует летне-осеннему периоду (июнь–сентябрь), однако для некоторых станций он соответствует зимне-весеннему периоду (для станций Тикси и Соловки). Сезонный размах амплитуды прилива M_2 является наибольшим для станций морей Сибирского континентального шельфа, составляя от 40 до 60% от ее среднегодовой величины. Для большинства станций Карского моря внутригодовой размах варьируется от 21 до 33%, а для всех беломорских станций размах находится в пределах от 7 до 11%. Из всех станций Карского моря сезонная изменчивость M_2 , согласующаяся с сезонными изменениями ледового покрова (по максимумам), наблюдается на станциях Диксон и о. Правда с максимумами в июле и минимумами в октябре–декабре. В Сосновце, Северодвинске, на островах Преображения и Врангеля наблюдается схожая с ними сезонная изменчивость максимумов амплитуды гармоники M_2 : в июле–августе, а минимум приходится на период максимального развития ледового покрова –

март–апрель. Это подтверждает выводы о влиянии ледового покрова на прилив. Для станций Соловки и Тикси выявлена аномальная сезонная изменчивость гармонических постоянных прилива M_2 с максимальными амплитудами весной и минимальными летом.

Экстремальные величины прилива и их сезонная изменчивость

Среднее значение удвоенной суммы амплитуд главных полусуточных составляющих M_2 и S_2 позволяет оценить величину полусуточного сизигийного прилива (spring tidal range, R_{spr}) во время полнолуния и новолуния. Наибольших значений сизигийный прилив достигает на станции Сосновец – до 361 см (рис. 5). Среди станций восточной Арктики наибольшая средняя величина сизигийного прилива наблюдается на станции о. Преображения – до 96 см.

Максимальная абсолютная величина прилива рассчитывалась как максимальная разница между полной и малой водой в течение одних лунных суток по данным предвычисленного 18.6-летнего приливного ряда. Значения этого параметра существенно превышают значения средней величины сизигийного прилива: так, на станции Сосновец он составляет 429 см, что на 68 см больше, чем величина сизигийного прилива. На станциях Северодвинск ($R_{abs} = 172$ см, $R_{spr} = 101$ см) и Тикси ($R_{abs} = 49$ см, $R_{spr} = 31$ см) значения R_{abs} более чем на 50% превышают R_{spr} . Такое увеличение максимально возможной величины прилива связано с влиянием суточных и мелководных приливных гармоник.

Наиболее заметные сезонные изменения R_{spr} наблюдаются на станции Врангель, где этот параметр меняется от минимальных 43 см в апреле до максимума в 82 см в августе. Такой большой относительный размах сезонного хода (около 70%) обусловлен синфазным сезонным ходом амплитуд гармоник M_2 и S_2 для этой станции. Для Тикси, где сезонный ход

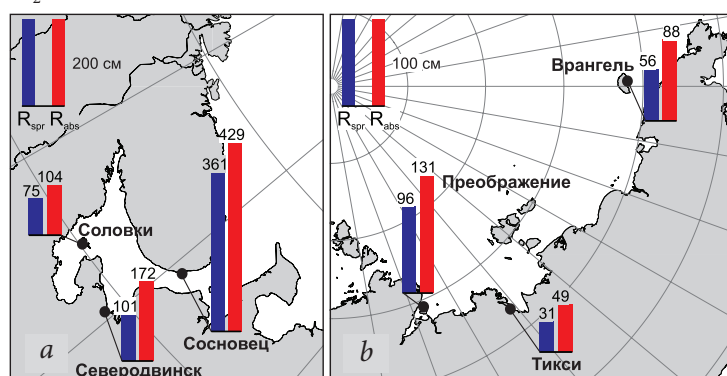


Рис. 5. Величины (см) среднего сизигийного прилива R_{spr} (синие столбики) и его максимального размаха в течение одного приливного цикла R_{abs} (красные столбики).

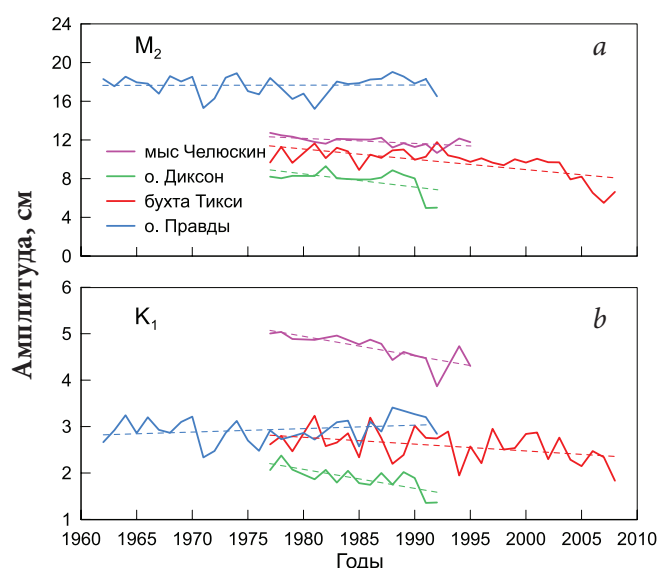


Рис. 6. Межгодовые изменения амплитуд гармоник M_2 (a) и K_1 (b) в пунктах Тикси (красная линия), мыс Челюскин (розовая линия), о. Диксон (зеленая линия) и о. Правды (голубая линия). Штриховой линией показан линейный тренд в изменениях амплитуды.

гармоник M_2 и S_2 находится в противофазе, внутригодовые изменения R_{spr} не превышают 40%, несмотря на большую сезонную изменчивость амплитуд этих гармоник. На беломорских станциях относительные изменения сезонного хода R_{spr} находятся в пределах 5–10%.

Полученные в настоящем исследовании результаты расширяют представление об особенностях приливов в Арктике. Подтверждаются гипотезы [8, 9] о влиянии ледяного покрова на прилив. Прежде всего на величину гармонических постоянных прилива влияет наличие неподвижного льда – припая. В Белом море он выражен достаточно слабо, занимая лишь отдельные участки его заливов, а в морях Восточного сектора Арктики (ВСА) он занимает значительную часть акватории (до 40% в море Лаптевых). В море Лаптевых наибольшее развитие припай имеет в районе станции Тикси. Там он устанавливается в начале октября, а сходит лишь к середине июля, начиная взламываться только в июне. Причем он покрывает собой всю юго-восточную часть моря Лаптевых так, что бухта Тикси и близлежащие акватории полностью покрыты припаем в радиусе 200–300 км. В Хатангском заливе припай нарастает из внутренней части залива к его границам и далее, поэтому на острове Преображения, расположенном на входе в этот залив, припай устанавливается поздно – лишь к марту, а сходит уже в июне. На острове Врангеля припай занимает лишь узкую полосу от берега, образуясь к середине декабря и сходя к концу июня.

По данным работы [9], амфидромическая система прилива смещается в сторону твердой границы (при-

пая). На станциях с развитым припаем (Соловки и Тикси) наблюдается аномальная сезонная изменчивость основной приливной гармоник M_2 с максимумами амплитуды в марте и мае, соответственно. В Соловках мартовский максимум M_2 превышает среднее значение этой амплитуды лишь на 3.6%, тогда как в Тикси сезонный максимум амплитуды M_2 достигает 23.6% от среднемноголетнего значения, что объясняется большей толщиной припая в морях ВСА по сравнению с Белым морем. На станциях Сосновец, Северодвинск в Белом море, на островах Преображения в море Лаптевых и Врангеля в Чукотском море наблюдается ослабление амплитуд основной волны M_2 , именно в период максимального развития ледяного покрова: март–апрель – для Белого моря и март–май для станций ВСА. Максимальные значения амплитуд основной полусуточной лунной гармоник прилива приурочены, соответственно, к безледному периоду – июль–август для Белого моря и август для морей ВСА. Общий сезонный размах амплитуды M_2 в Белом море среди всех станций составляет 7–9%, в морях ВСА 40–58%.

Климатические тенденции во временном изменении характеристик прилива

Для выявления климатических тенденций в изменениях характеристик прилива были выбраны пункты с длительными и качественными рядами наблюдений: мыс Челюскин (1977–1995), о. Диксон (1977–1992) и о. Правды (1962–1992) в Карском море и Бухта Тикси (1977–2008) в море Лаптевых. Расчет гармонических постоянных приливов был выполнен для отдельных годовых серий наблюдений на этих станциях. Далее был проведен анализ межгодовой изменчивости амплитуд и фаз основных приливных составляющих, а также негармонических характеристик приливов.

Наибольших амплитуд в арктических морях достигает гармоника M_2 . Амплитуда главной полусуточной гармоники на станции о. Правды с 1962 г. по 1992 г. испытывает существенные (для приливов) межгодовые колебания, но ярко выраженных тенденций не обнаружено (рис. 6а). На станциях Тикси, мыс Челюскин и о. Диксон, для которых имеющиеся записи начинаются с 1977 г., наблюдается существенный отрицательный тренд в изменениях амплитуды полусуточной гармоники M_2 . Скорость уменьшения амплитуды изменяется от 0.05 см/год в пункте мыс Челюскин до 0.13 см/год на станции о. Диксон.

Амплитуда главной суточной гармоники K_1 на станции о. Правды с 1962 по 1992 г. имеет слабый положительный тренд, тогда как на остальных станциях явный отрицательный: до 0.04 см/год в пунктах мыс Челюскин и о. Диксон (рис. 6б). В межгодовых изменениях фазы этой гармоники для о. Правды и мыс Челюскин тенденции отсутствуют. На станциях бухты Тикси и о. Диксон фаза гармоники K_1 возрастает со скоростью 0.60° и 0.73° соответственно. Отмеченные тенденции в изменениях амплитуд и фаз основных приливных составляющих, возможно, вызваны климатическими изменениями в акватории арктических морей, в частности таянием морского льда. Изменения площади, в первую очередь, припайного льда в зимний период может приводить к модификации и смещению амфидромической системы и, как следствие, к уменьшению амплитуд и увеличению фаз на отдельных станциях. Вследствие изменения амплитуд отдельных приливных гармоник могут меняться и негармонические постоянные прилива. И если характер прилива (отношение основных суточных составляющих к основным полусуточным) почти не менялся в период рассматриваемых наблюдений, то максимальная величина прилива на всех рассматриваемых станциях также уменьшается.

Численное моделирование короткопериодных колебаний уровня моря Лаптевых

Была выполнена адаптация гидродинамической модели ADCIRC [10] для условий моря Лаптевых. В качестве входных данных в модель задавались гидрометеорологические поля из реанализа NCEP/CFSR [11]: атмосферного давления, приземного ветра, а также концентрации льда. Данный реанализ имеет пространственное разрешение около $0.3125^\circ \times 0.312^\circ$ для ветра и $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ для атмосферного давления и временной шаг один час. На первом этапе был использован массив данных реанализа, покрывающих период с 1980 по 2000 гг. Расчетная сетка ограничивает полигон с севера условной границей распространения многолетних льдов (81° с.ш.), а с юга ограничивается береговой линией континента. На открытых границах моделируемой области задавались гармонические константы прилива, которые были взяты из базы FES2004 [12]. У берегов моря разрешение сетки FES2004 составляет 7.5 км. В качестве входных данных о рельефе дна использовался массив IBCAO (разрешение $30''$), а также навигационные карты для уточнения батиметрии в отдельных прибрежных частях моря.

Вынуждающая сила задавалась в виде касательного напряжения ветра. Сила, связанная с переменным атмосферным давлением, учитывалась в уравнениях движения через градиенты полей давления. Адекватное воспроизведение колебаний уровня напрямую зависит от точности, с которой задаются поля давления и ветра, и от метода расчета ветровых касательных напряжений. Для верификации модели были использованы ежечасные ряды наблюдений за уровнем моря в трех пунктах моря Лаптевых. Для исключения прилива из суммарного уровня использовался гармонический анализ.

Для каждого участка побережья были оценены значения экстремальных характеристик уровня моря за весь моделируемый период. В акваториях большинства крупных заливов моря Лаптевых (Анабарский, Ленский, Буор-Хая, Янский), на побережье Новосибирских островов, а также в северной части полуострова Таймыр максимальная высота нагонов достигает более двух метров над средним уровнем моря. В отдельных частях этих заливов (Анабарский и Янский), на Таймыре и островах (Большой и Малый Ляховские, а также участок острова Котельный) нагоны имеют высоту более 2.5 метров.

Аномально сильные сгоны характерны для Анабарского и Янского заливов,

для бухт Нордвик и Тикси, а также островов Большой Бегичев и Большой Ляховский, где отметка уровня опускается ниже 1.2 м относительно нуля. В бухте Тикси и Анабарском заливе уровень опускается ниже 1.5 м. Для большинства участков побережья области максимумов и минимумов уровня совпадают, что приводит к высоким значениям максимального абсолютного размаха уровня моря. Значения этого размаха показаны в виде столбчатых диаграмм на рис. 7, где продемонстрирована величина размаха уровня и отношение его максимумов к минимумам. Среднее значение размаха уровня для всего побережья (с островами) моря Лаптевых составляет 3.9 м. Его величина варьируется от 2.7 м (полуостров Хара-Тумус Хатангского залива) до 5.4 м (Эбеляхская губа Янского залива). Высокие значения максимального размаха суммарного уровня также характерны для Анабарского залива (5.1 м) и Большого Ляховского острова (4.9 м).

Была проведена оценка возможных значений штормовых нагонов на различные периоды повторяемости: 20, 50 и 100 лет. Максимальных значений штормовые нагоны достигают в районе Ленского

залива, залива Буор-Хая (юго-восточная его часть), Янского залива (особенно Эбеляхская губа) и в районе острова Котельный. Наиболее значительные сгоны были рассчитаны для Хатангского и Янского заливов. Отдельно стоит отметить Эбеляхскую губу Янского залива, где общий размах экстремальных значений неперiodического уровня приближается к 7 м для периода повторяемости в 100 лет.

Экстремальные штормовые нагоны и сгоны на побережье морей Российской Арктики

Были рассмотрены отдельные события штормовых нагонов (максимальные нагоны и сгоны) по многолетним данным натурных наблюдений уровня моря. Использовались отфильтрованные от выбросов серии наблюдений за уровнем продолжительностью семь и более лет в морях российской Арктики. В итоге были выбраны шесть станций: две в Белом море (Сосновец, Северодвинск), две в Карском море (Диксон, о. Правды), одна в море Лаптевых (Тикси) и одна в Чукотском море (о. Врангеля). Рассматривался суммарный уровень моря (включающий в том числе прилив).

Наибольший размах суммарного уровня (разница между максимумом и минимумом уровня за весь период) наблюдается на станции Сосновец, расположенной в Горле

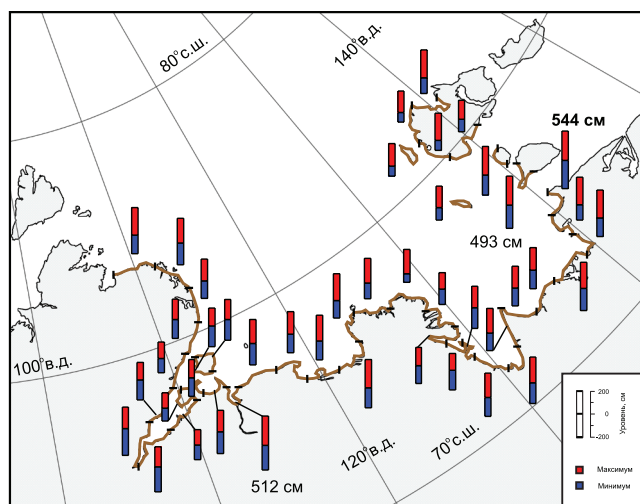


Рис. 7. Максимальный размах суммарных колебаний уровня моря Лаптевых за весь моделируемый период (1980–2000).

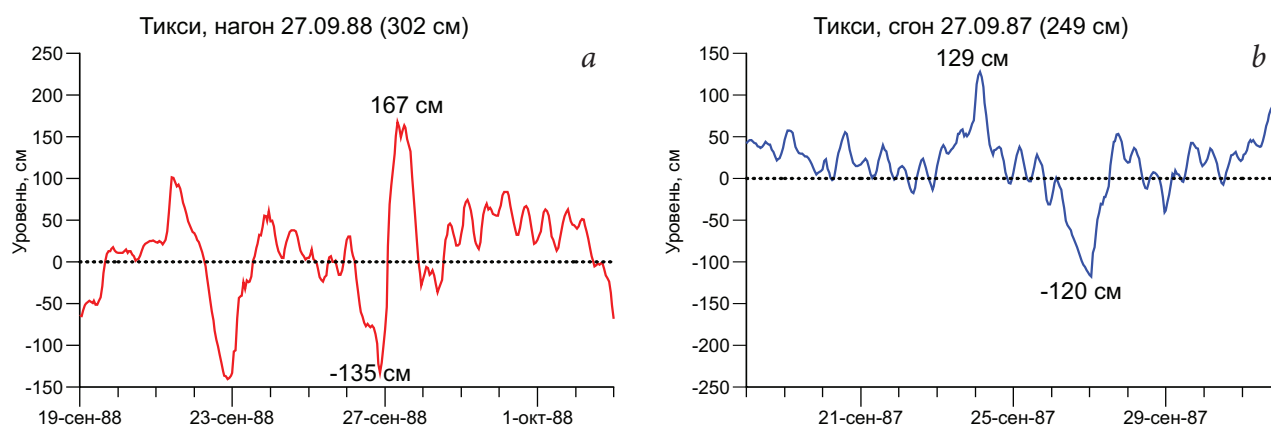


Рис. 8. Нагон (а) и сгон (б) с максимальным размахом уровня моря на станции Тикси.

Таблица 1. Значения колебаний уровня Карского моря (см) для разных периодов повторяемости

Местоположение станции	Колебания уровня	Период повторяемости, лет:							
		суммарные колебания				непериодические колебания			
		10	20	50	100	10	20	50	100
О. Диксона (море)	макс.	126.4	136.5	149.8	159.9	126.1	135.4	147.6	156.9
	мин.	-117.3	-126.9	-139.7	-149.3	-110.4	-118.2	-128.5	-136.2
О. Правды	макс.	125.1	132.0	141.2	148.1	114.2	122.3	133.1	141.2
	мин.	-107.0	-112.4	-119.5	-124.9	-90.9	-94.6	-99.6	-103.3
Бухта Солнечная	макс.	81.5	85.9	91.8	96.3	68.7	74.2	81.5	87.0
	мин.	-80.6	-83.7	-87.9	-91.0	-54.3	-57.1	-60.8	-63.5
Мыс Челюскина	макс.	91.3	95.3	100.5	104.5	78.9	82.6	87.5	91.2
	мин.	-75.6	-77.8	-80.7	-82.9	-67.9	-72.7	-79.1	-83.9

Белого моря, где самые сильные приливы. Размах колебаний уровня за семь лет превышает 5 м (529 см), а размах колебаний во время сгонно-нагонных событий – 440 см. Также большой размах наблюдается в Тикси (432 см), где происходят самые сильные штормовые нагоны среди рассматриваемых станций. На рис. 8 показаны максимальные штормовые нагоны на станции Тикси, которые характеризуются слабым присутствием периодической составляющей уровня моря. Помимо самого сильного за период наблюдений нагона 27 сентября 1988 г. (302 см) и сгона 27 сентября 1987 г. (249 см), выделяются также нагоны 10 октября 1985 г. (263 см) и 30 октября 1997 г. (281 см) и сгоны 28 сентября 1986 г. (243 см) и 22 сентября 1988 г. (244 см). Самые сильные штормовые нагоны наблюдаются здесь чаще всего в период первой половины осени (сентябрь–октябрь), что связано со свободной ото льда поверхностью моря.

Изучение повторяемости экстремальных непериодических колебаний уровня моря чрезвычайно важно для строительства прибрежных объектов и инфраструктуры, а также для судоходства, особенно для арктического региона, который в последнее время приобретает все большее значение. Было выбрано шесть станций с длительными рядами наблюдений: о. Диксона (море), о. Правды, бухта Солнечная, мыс Челюскина, бухта

Тикси и о. Врангеля. Распределения экстремальных значений определяются как предельные распределения наибольшего (наименьшего) из значений независимых, одинаково распределенных, непрерывных случайных величин при бесконечном увеличении их числа, или, что то же самое, наибольшего (наименьшего) выборочного значения при бесконечном увеличении объема выборки из непрерывного распределения. Они были оценены с помощью неограниченного распределения Гумбеля. В природе процессы ограничены физическими причинами. Высота и период штормовых нагонов обуславливается силой и продолжительностью ветра. Аппроксимация распределения выполняется только для той части выборки, которая соответствует наиболее редким событиям. Были оценены экстремальные значения уровня моря с периодами повторяемости 10, 20, 50 и 100 лет (таблица 1). Наибольшая разница между абсолютными максимальными и минимальными значениями уровня моря наблюдается на о. Диксона для всех периодов повторяемости. По мере движения на восток абсолютные максимальные значения колебаний уровня моря уменьшаются, за исключением бухты Солнечной. Несмотря на то, что она находится западнее м. Челюскина, и суммарные, и непериодические колебания уровня моря там меньше. Возможно, это связано с ее географическим положением — на о. Большевик, в самой узкой части пролива Вилькицкого. Воды недостаточно, чтобы вызвать значительный подъем уровня. Уменьшение абсолютных максимальных значений уровня моря, вероятно, связано с ослаблением циклонов и, как следствие, скорости ветра — основной вынуждающей силы штормовых нагонов.

Несколько иная ситуация с абсолютными минимальными значениями. Для рядов непериодических колебаний уровня моря прослеживается та же закономерность, а для суммарных — уменьшение значений при движении с запада на восток. Можно

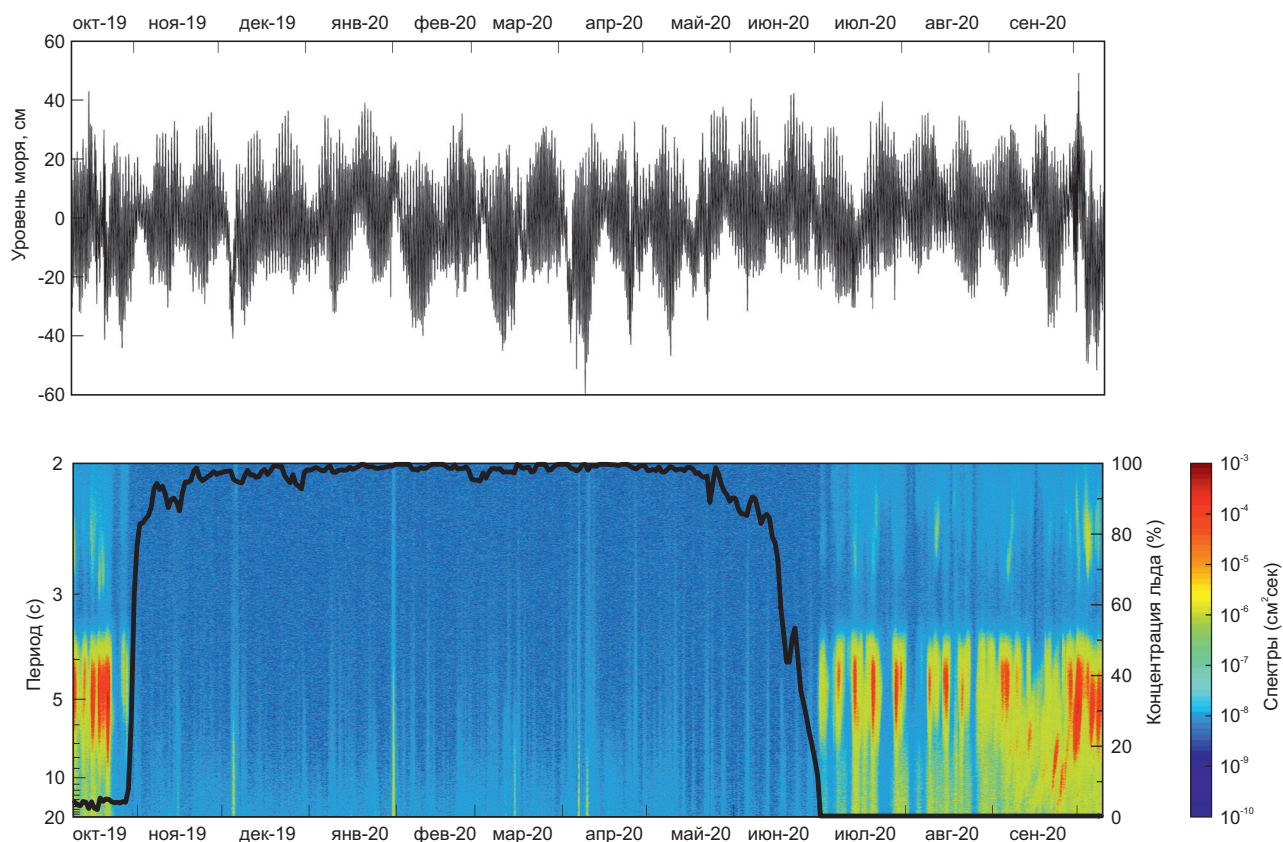


Рис. 9. Ежесуточные значения концентрации льда из реанализа EUMETSAT и спектрограмма колебаний уровня моря в 2019–2020 гг. по данным придонного мареографа RBR.

выдвинуть предположение, что на стоны в бухте Солнечной приливы влияют сильнее, чем на нагоны.

Измерение высокочастотных колебаний уровня на шельфе моря Лаптевых

Для изучения свойств длинных волн с периодами от минут до часов в рамках совместных экспедиций ТОИ ДВО РАН и ИО РАН на судне «Академик Мстислав Келдыш» на шельфе моря Лаптевых ежегодно устанавливаются и поднимаются автономные мареографы [13, 14]. Впервые такой эксперимент был выполнен в 2018 г., когда на шельфе моря Лаптевых был установлен автономный регистратор волнения (мареограф) APB-K14-1, предназначенный для непрерывной регистрации придонного гидростатического давления. В рамках 78-го рейса на судне «Академик Мстислав Келдыш» (АМК-78) в 2019 г. мареограф APB был поднят, а новый мареограф фирмы RBR, модель virtuoso³ D, установлен; оба прибора предназначены для периодической регистрации абсолютного давления морской воды на дне [15]. В 2020 г. во время экспедиции АМК-82 было установлено три мареографа RBR, а также поднят один (был установ-

лен во время прошлой экспедиции АМК-78). Основная задача данных приборов – измерение колебаний уровня открытой части моря Лаптевых с целью изучения их тонкой структуры в различных частотных диапазонах (от секунд до года). Длительность наблюдений составляет около года.

Общий спектр показывает два основных пика – в области приливных частот и в области частот ветрового волнения. Среди колебаний уровня моря в синоптическом диапазоне времени выделяются пики на третьи и восьмые сутки, что может соответствовать периодам длинных волн, вызванных перемещениями барических образований и долгопериодными флуктуациями атмосферного давления. Существенную роль в сезонной изменчивости особенностей колебаний уровня в широком диапазоне частот играет морской лед. Ледовый покров устанавли-

вается в начале ноября, а исчезает полностью к июлю. Заметнее всего влияние льда проявляется на частотах ветровых волн и зыби (5–20 с, рис. 9). Наличие сплошного льда приводит к значительному уменьшению ветрового волнения моря и, вследствие этого, к соответствующему уменьшению уровня сейсмических шумов [13].

Заключение

Выполненные исследования экстремальных колебаний уровня моря российской Арктики имеют как чисто научную значимость, так и практическую. В настоящем исследовании было показано, что характеристики приливных колебаний уровня в некоторых областях Северного Ледовитого океана существенно меняются в течение года. Обычно в практике предвычисления приливов в арктических морях используются гармонические постоян-

ные, рассчитанные по летним сериям наблюдений. Рассчитанные в представленном исследовании гармонические постоянные в отдельные сезоны года существенно улучшают качество прогноза приливов для этих прибрежных пунктов. Прикладную ценность имеют также оценки экстремальных значений уровня моря, рассчитанные в настоящем исследовании по данным наблюдений и результатов численного моделирования. Эти оценки нужны при проектировании и строительстве объектов инфраструктуры в прибрежной и шельфовой частях моря.

Открытым остается вопрос о возникновении и распространении длинных волн в диапазоне периодов волн цунами в акватории арктических морей [16]. Как было показано в [17, 18], опасность генерации цунами сейсмического происхождения оценивается как невысокая, но в Арктическом регионе вероятно образование волн цунами в результате схода оползней. Формирование потенциально цунамиопасных оползней может быть связано, например, с образованием конусов выноса великих сибирских рек, таких как Обь, Енисей и Лена [18]. Провоцирующим фактором (спусковым механизмом) схода оползня может оказаться сейсмичность. Даже относительно небольшие сотрясения дна могут вызвать разжижение осадков и срыв подводного оползня.

Литература

1. D. Pugh, P. Woodworth
Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes, UK, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2014, 296 pp.
2. M.E. Kulikov, I.P. Medvedev, A.T. Kondrin
Russ. J. Earth. Sci., 2018, **18**, ES5003.
DOI: 10.2205/2018ES000633.
3. М.Е. Куликов, И.П. Медведев, А.Т. Кондрин
Метеорология и гидрология, 2020, **6**, 60.
DOI: 10.3103/S1068373920060047.
4. J.A. Church, P.U. Clark, A. Cazenave et al.
В IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Eds T.F. Stocker et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2013, pp. 1137–1216.
(https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_all_final.pdf).
5. M. Oppenheimer, B.C. Glavovic, J. Hinkel et al.
В IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, Eds H.-O. Pörtner et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2019, pp. 321–445.
DOI: 10.1017/9781009157964.06.
6. W.R. Peltier, D.F. Argus, R. Drummond
J. Geophys. Res. Solid Earth, 2015, **120**(1), 450.
DOI: 10.1002/2014JB011176.
7. И.П. Медведев
Океанология, 2021, **61**(6), 869.
DOI: 10.31857/S0030157421060096.
8. С.К. Попов
Гидрометеорологические исследования и прогнозы, 2018, №4(370), 137.
9. А.Ю. Прошутинский
Колебания уровня Северного Ледовитого океана РФ, Санкт-Петербург, Гидрометеониздат, 1993, 216 с.
10. R.A. Luettich, J.J. Westerink
Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model Version 44.XX, 2004, 74 pp.
(https://adcirc.org/wp-content/uploads/sites/2255/2018/11/2004_Luettich.pdf).
11. S. Saha Saha, S. Moorthi, H.-L. Pan et al.
Bull. Am. Meteorol. Soc., 2010, **91**(8), 1015.
DOI: 10.1175/2010BAMS3001.1.
12. F. Lyard, F. Lefèvre, T. Letellier, O. Francis
Ocean Dynamics, 2006, **56**, 394.
DOI: 10.1007/s10236-006-0086-x.
13. А.А. Крылов, А.И. Иващенко, С.А. Ковачев, Н.В. Цуканов, М.Е. Куликов, И.П. Медведев, Д.А. Ильинский, Н.Е. Шахова
Вулканология и сейсмология, 2020, **6**, 33.
DOI: 10.31857/S0203030620060140.
14. А.А. Крылов, И.В. Егоров, С.А. Ковачев et al.
Sensors, 2021, **21**(12), 3979. DOI: 10.3390/s21123979.
15. V.A. Squire, D.P. Kovalev, P.D. Kovalev, I.P. Medvedev, M.E. Kulikov
Cont. Shelf Res., 2021, **227**, 104514.
DOI: 10.1016/j.csr.2021.104514.
16. Е.А. Куликов, А.И. Иващенко, И.П. Медведев, О.И. Яковенко, С.А. Ковачев
Арктика: экология и экономика, 2016, №3(23), 38.
([http://arctica-ac.ru/docs/3\(23\)/038_049_ARCTICA%203\(23\)%2009%202016.pdf](http://arctica-ac.ru/docs/3(23)/038_049_ARCTICA%203(23)%2009%202016.pdf)).
17. Е.А. Куликов, А.И. Иващенко, И.П. Медведев, И.В. Файн, О.И. Яковенко
Геориск, 2019, **13**(2), 18.
DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-2-18-32.
18. Е.А. Куликов, А.И. Иващенко, И.П. Медведев, И.В. Файн, О.И. Яковенко
Геориск, 2019, **13**(3), 6.
DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-3-6-17.

English |||

Extreme Level Fluctuations in the Seas of the Russian Arctic in the Context of Global Climate Change*

Igor P. Medvedev

Shirshov Institute of Oceanology, RAS
36 Nakhimovsky Ave.,
Moscow, 117997, Russia
medvedev@ocean.ru

Mikhail E. Kulikov

Shirshov Institute of Oceanology, RAS
36 Nakhimovsky Ave.,
Moscow, 117997, Russia
meksonesk@gmail.com

Evgueny A. Kulikov

Shirshov Institute of Oceanology, RAS
36 Nakhimovsky Ave.,
Moscow, 117997, Russia

Alisa Yu. Medvedeva

Shirshov Institute of Oceanology, RAS
36 Nakhimovsky Ave.,
Moscow, 117997, Russia
Alisa.bannikova@gmail.com

Olga I. Yakovenko

Shirshov Institute of Oceanology, RAS
36 Nakhimovsky Ave.,
Moscow, 117997, Russia
tsucen@ocean.ru

Daria A. Smirnova

Shirshov Institute of Oceanology, RAS
36 Nakhimovskiy Ave.,
Moscow, 117997, Russia
dasha@a-smirnov.com

Abstract

The presented article is devoted to the results of detailed studies of the features of extreme sea level fluctuations in the Russian Arctic under the conditions of global climate change. Estimates of the rate of mean sea level rise in the Arctic are obtained from the monthly mean sea level data at coastal tide gauges and satellite altimetry. It was found that for the Arctic Ocean coast from the Kara to the Chukchi Seas, the highest tides take place in the Khatanga Bay (Preobrazheniya Island), 131 cm. In the White, Kara, Laptev and Chukchi Seas, the seasonal variability of harmonic tidal constants was studied; it occurs due to changes in hydrometeorological conditions during the year. The ADCIRC hydrodynamic model was adapted for the conditions of the Laptev Sea. Numerical modeling of sea level oscillations from 1980 to 2000 was performed. According to the simulation results, the maximum ranges of residual sea level fluctuations are observed both for the total level and at the mouth of the Khatanga (489 cm) and Oleneksky Bay (444 cm). Based on the data of coastal observations and numerical modeling, the authors obtained estimates of extreme level fluctuations with different recurrence periods.

Keywords: Arctic, tides, storm surges, sea level oscillations, numerical simulation, global warming.

**The work was financially supported by RFBR (projects 18-05-60250 and 20-35-90096).*

Images & Tables

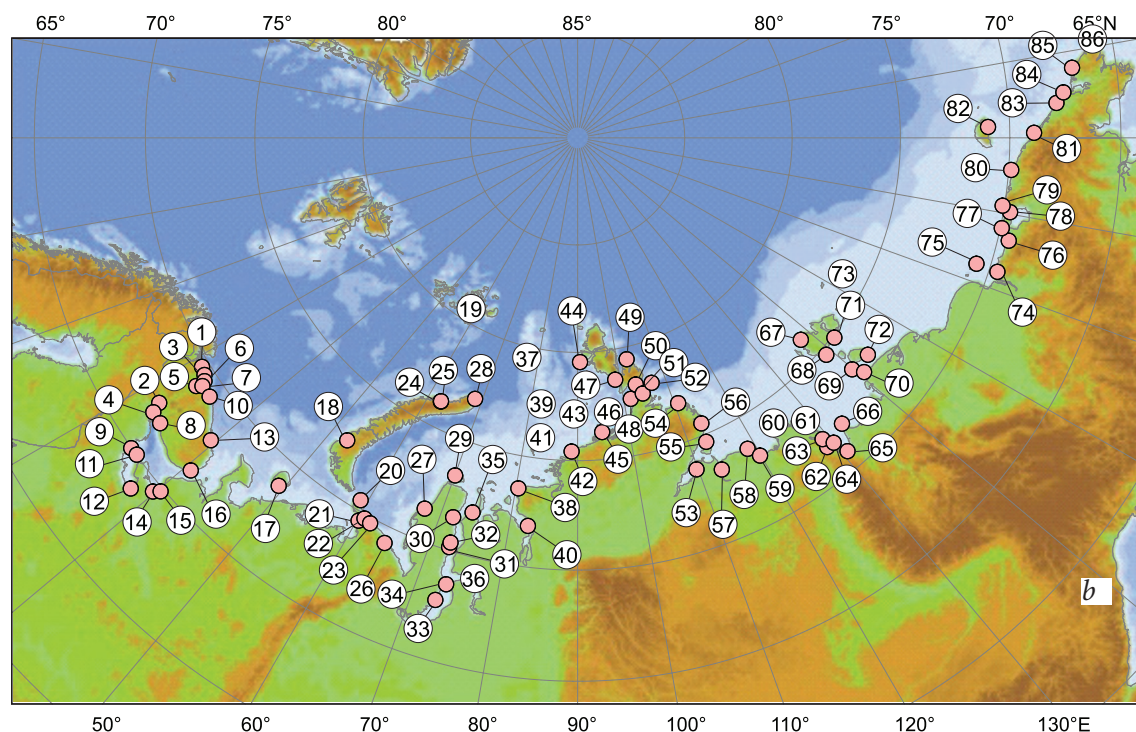


Fig. 1. Scheme of Tide Gauges location: 1 – Pechenga (Liinakhamari); 2 – Cape Pikshuev; 3 – Kislogubskaya TPP; 4 – Polyarnoe; 5 – Murmansk; 6 – Teriberka; 7 – Yokanga; 8 – Sosnovets Island; 9 – Umba; 10 – Kovda; 11 – Kandalaksha; 12 – Kem-port; 13 – Solovki; 14 – Onega; 15 – Severodvinsk; 16 – Mudyug Island; 17 – Bugrino; 18 – Small Karmakuly; 19 – Russkaya Gavan 2; 20 – Russian Harbor; 21 – Zhelaniya (bay) Cape; 22 – Krenkel HMO; 23 – Fedorov HMO (Cape Bolvansky Nos); 24 – Bely Nos Cape; 25 – Yugorsky Shar Strait; 26 – Amderma; 27 – Ust-Kara; 28 – Morzhovaya; 29 – Tambey; 30 – Tadebya-Yakha; 31 – Seyakha; 32 – Kamenny Cape; 33 – Novy Port; 34 – Antipayuta; 35 – 60 let VLKSM; 36 – Dikson Island (bay); 37 – Sopochnaya Karga; 38 – Vise Island; 39 – Uedinenia Island; 40 – Islands of Centr. Exec. Comm. Izvestia; 41 – Isachenko Island; 42 – Sterlegova Island; 43 – Pravda Island; 44 – Russky Island; 45 – Golomyanny Cape; 46 – Peschany Cape; 47 – Krasnoflotsky Islands; 48 – Geiberg Islands; 49 – Solnechnaya Bay; 50 – Chelyuskin Cape (Fedorov HMO); 51 – Small Taimyr Island; 52 – Andreev Island; 53 – Maria Pronchishcheva Bay; 54 – Fr. Preobrazhenia Island; 55 – Kosisty Cape; 56 – Anabar; 57 – Terpiay Tumsa Cape; 58 – Ust-Olenyok; 59 – Danub Islande; 60 – Sagyllakh-Ary; 61 – Bykov Cape; 62 – Tiksi Bay; 63 – Muostakh Island; 64 – Naiba; 65 – Buor-Khaya; 66 – Kotelny Island; 67 – Sannikov Strait; 68 – Bunge Land; 69 – Kigilyakh Cape; 70 – Svyatoy Nos Cape; 71 – Shalaurova Cape; 72 – Zhokhov Island; 73 – Chetyrehstolbovy Island; 74 – Ambarchik Bay; 75 – Rau-Chua; 76 – Ayon Island; 77 – Pevek; 78 – Valkarkai; 79 – Cape Billings; 80 – Wrangel Island; 81 – Cape Schmidt; 82 – Cape Vankarem; 83 – Kolyuchin Island; 84 – Netten Cape; 85 – Ratmanov Island (Big Diamed).

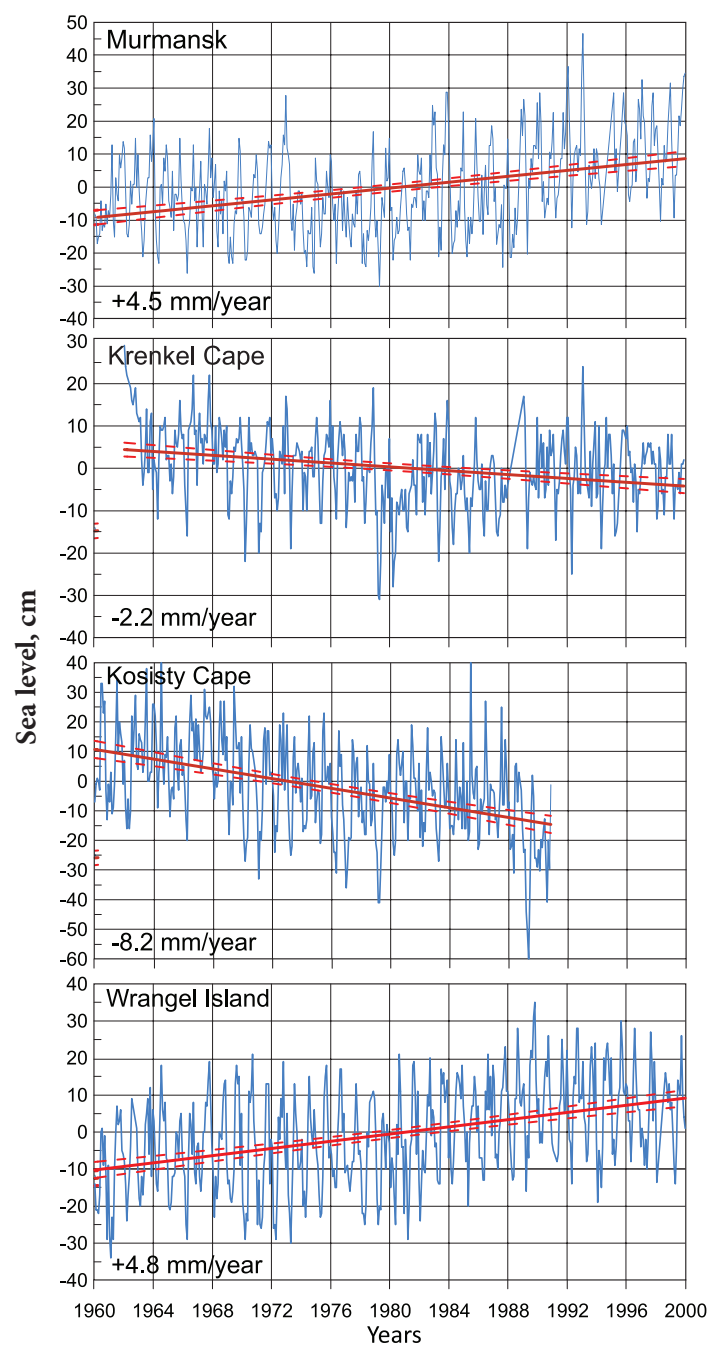


Fig. 2. Long-term changes in the mean sea level in the Arctic Seas at stations Murmansk, Krenkel Cape, Kosisty Cape and Wrangel Island. Red trend lines (mm/year) for the entire observation period during the 20th century are given for all stations.

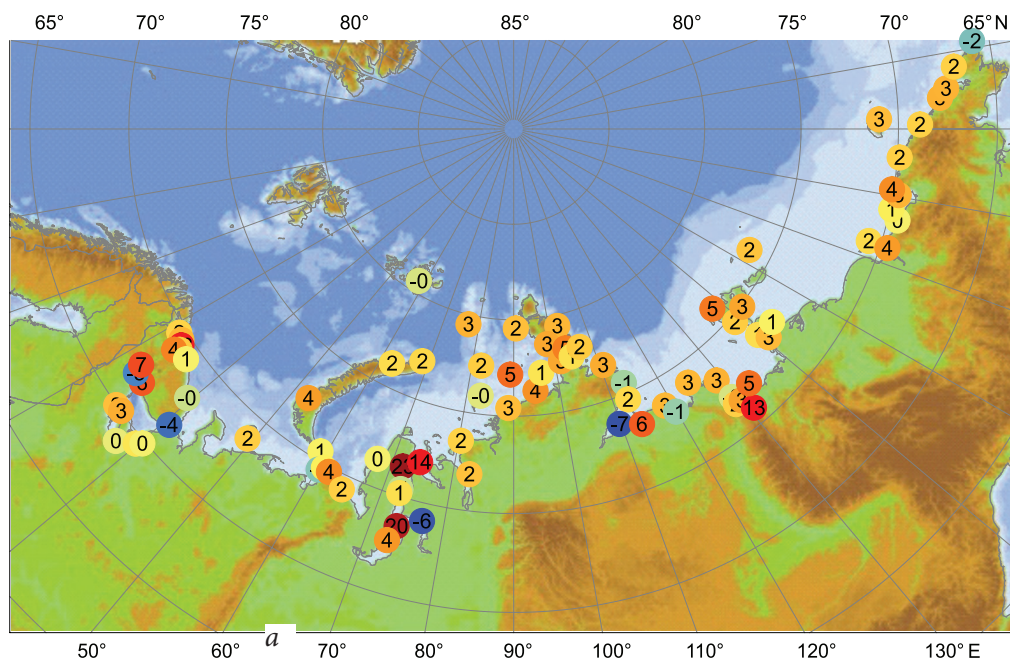


Fig. 3. Mean sea level change rate (mm/year) for the entire observation period.

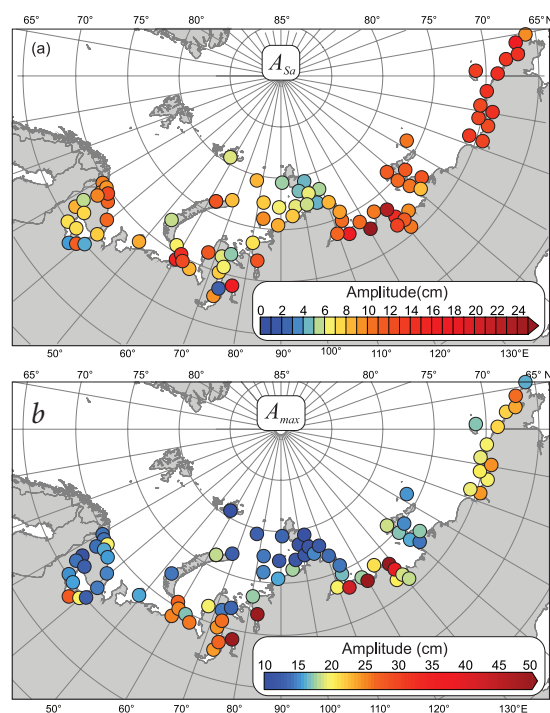


Fig. 4. Average (a) and maximum (b) amplitudes of the annual component of sea level oscillations in the Arctic.

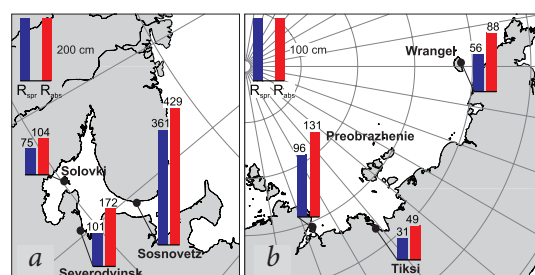


Fig. 5. Values (cm) of the mean spring tide R_{spr} (blue bars) and its peak-to-peak range during one tidal cycle R_{abs} (red bars).

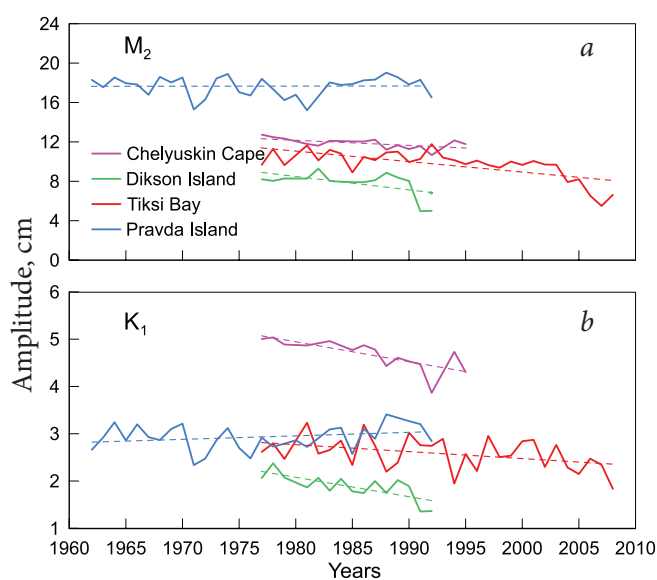


Fig. 6. Interannual variations in the amplitudes of M_2 (a) and K_1 (b) harmonics at Tiksi (red line), Cape Chelyuskin (pink line), Dikson (green line) and Pravdy Island (blue line). The dashed line shows a linear trend in amplitude changes.

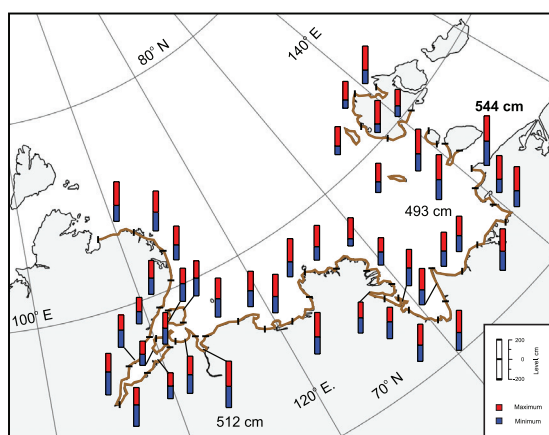


Fig. 7. Maximum peak-to-peak range of total sea level oscillations in the Laptev Sea for the entire simulation period (1980–2000).

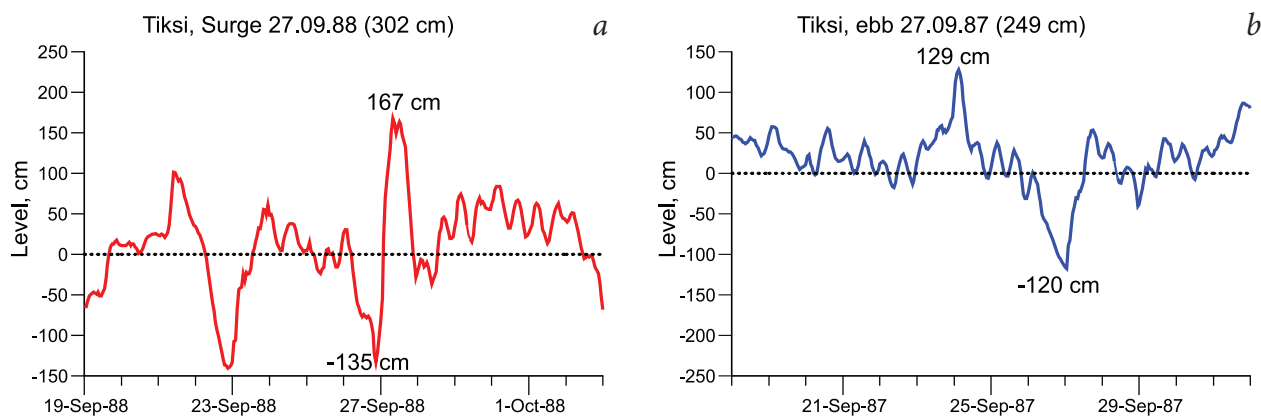
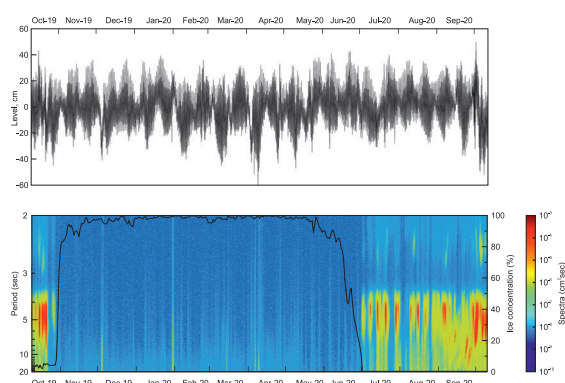


Fig. 8. The maximum peak-to-peak range of surge (a) and ebb (b) at Tiksi station.

Table 1. Level values in the Kara Sea, sm, for different return periods

Station location	Sea level oscillation	Period, years							
		Total oscillations				Non-heriodical oscillations			
		10	20	50	100	10	20	50	100
Dikson Isl. (sea)	max	126.4	136.5	149.8	159.9	126.1	135.4	147.6	156.9
	min	-117.3	-126.9	-139.7	-149.3	-110.4	-118.2	-128.5	-136.2
Pravdy Isl.	max	125.1	132.0	141.2	148.1	114.2	122.3	133.1	141.2
	min	-107.0	-112.4	-119.5	-124.9	-90.9	-94.6	-99.6	-103.3
Solnechnaya Bay	max	81.5	85.9	91.8	96.3	68.7	74.2	81.5	87.0
	min	-80.6	-83.7	-87.9	-91.0	-54.3	-57.1	-60.8	-63.5
Cheluskin Cape	max	91.3	95.3	100.5	104.5	78.9	82.6	87.5	91.2
	min	-75.6	-77.8	-80.7	-82.9	-67.9	-72.7	-79.1	-83.9

**Fig. 9.** Daily ice concentration values from EUMETSAT reanalysis and the spectrogram of sea level oscillations from 2019 to 2020 according to the bottom tide gauge RBR records.

References

1. D. Pugh, P. Woodworth
Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes, UK, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2014, 296 pp.
2. M.E. Kulikov, I.P. Medvedev, A.T. Kondrin
Russ. J. Earth. Sci., 2018, **18**, ES5003. DOI: 10.2205/2018ES000633.
3. M.E. Kulikov, I.P. Medvedev, A.T. Kondrin
Russ. Meteorol. Hydrol., 2020, **45**(6), 411. DOI: 10.3103/S1068373920060047.
4. J.A. Church, P.U. Clark, A. Cazenave et al.
In IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Eds T.F. Stocker et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2013, pp. 1137–1216. (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_all_final.pdf).
5. M. Oppenheimer, B.C. Glavovic, J. Hinkel et al.
In IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, Eds H.-O. Pörtner et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2019, pp. 321–445. DOI: 10.1017/9781009157964.06.
6. W.R. Peltier, D.F. Argus, R. Drummond
J. Geophys. Res. Solid Earth, 2015, **120**(1), 450. DOI: 10.1002/2014JB011176.
7. I.P. Medvedev
Oceanology, 2021, **61**(6), 869. DOI: 10.1134/S0001437021060096
8. S.K. Popov
Hydrometeorol. Res. Forecast., 2018, №4(370), 137 (in Russian).
9. A.Yu. Proshutinsky
Kolebaniya Urovnia Severnogo Ledovitogo Okeana [Fluctuations in the Level of the Arctic Ocean], RF, Snt Petersburg, Hydrometeoizdat, 1993, 216 pp. (in Russian).
10. R.A. Luetlich, J.J. Westerink
Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model Version 44.XX, 2004, 74 pp. (https://adcirc.org/wp-content/uploads/sites/2255/2018/11/2004_Luetlich.pdf).
11. S. Saha Saha, S. Moorthi, H.-L. Pan et al.
Bull. Am. Meteorol. Soc., 2010, **91**(8), 1015. DOI: 10.1175/2010BAMS3001.1.
12. F. Lyard, F. Lefevre, T. Letellier, O. Francis
Ocean Dynamics, 2006, **56**, 394. DOI: 10.1007/s10236-006-0086-x.
13. A.A. Krylov, A.I. Ivashchenko, S.A. Kovachev, N.V. Tsukanov, M.E. Kulikov, I.P. Medvedev, D.A. Ilinskiy, N.E. Shakhova
J. Volcanolog. Seismol., 2020, **14**, 379. DOI: 10.1134/S0742046320060044.
14. A.A. Krylov, I.V. Egorov, S.A. Kovachev et al.
Sensors, 2021, **21**(12), 3979. DOI: 10.3390/s21123979.
15. V.A. Squire, D.P. Kovalev, P.D. Kovalev, I.P. Medvedev, M.E. Kulikov
Cont. Shelf Res., 2021, **227**, 104514. DOI: 10.1016/j.csr.2021.104514.
16. E.A. Kulikov, A.I. Ivashchenko, I.P. Medvedev, O.I. Yakovenko, S.A. Kovachev
Arktika. Ekologiya i Ekonomika [Arctic: Ecology & Economy], 2016, №3(23), 38 (in Russian). ([http://arctica-ac.ru/docs/3\(23\)/038_049_ARCTICA%203\(23\)%2009%202016.pdf](http://arctica-ac.ru/docs/3(23)/038_049_ARCTICA%203(23)%2009%202016.pdf)).
17. E.A. Kulikov, A.I. Ivashchenko, I.P. Medvedev, I.V. Fine, O.I. Yakovenko
Georisk World, 2019, **XIII**(2), 18 (in Russian). DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-2-18-32.
18. E.A. Kulikov, A.I. Ivashchenko, I.P. Medvedev, I.V. Fine, O.I. Yakovenko
Georisk World, 2019, **XIII**(3), 6 (in Russian). DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-3-6-17.

Оценка состояния и изменения эколого-социоэкономической системы Белого моря и водосбора*

Н.Н. Филатов, О.Н. Бахмет, П.В. Дружинин, В.В. Менишуткин, Л.Е. Назарова

Представлены результаты системных исследований окружающей среды и социоэкономики Белого моря и водосбора (Беломорья), полученные, в основном, при выполнении проекта РФФИ №18-05-60296, а также разработок по Госзаданиям ФИЦ «Карельский научный центр РАН». Определены изменения в экономике, социальной сфере и окружающей среде, произошедшие за годы реформ с 1991 по 2019 гг. Изучено современное состояние водосбора Белого моря: леса, почвы, гидрологические особенности, изменения климата, а также экономика и социальная сфера. Рассмотрено состояние и изменения экосистем Белого моря при возможном потеплении климата. Для изучения социо-эколого-экономической системы «море – водосбор» разработаны когнитивные модели Беломорья, которые рассматриваются как инструмент для синтеза разнородной информации о сложной системе. Получены прогностические оценки возможных изменений сложной системы региона при разном комплексе экономических и природных условий.

Ключевые слова: Белое море, водосбор, экология, экономика, социальная сфера, демография, моделирование, когнитивные модели.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-60296) и в рамках Госзадания ИВПС КарНЦ РАН «Комплексные исследования Белого моря и водосбора в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации (АЗ РФ)».*

Введение

Для реализации программ промышленного, социально-экономического, инфраструктурного возрождения Арктической зоны Российской Федерации (АЗ РФ) необходимо иметь соответствующее научное обоснование [1]. Среди субрегионов АЗ РФ Беломорье (Белое море и водосбор) является наиболее изученным крупным регионом. Кризисные явления региона связаны не с оскудением природных ресурсов, а во многом обусловлены особенностями функционирования экономики в новых условиях, несовершенством современной законодательной базы, регламентирующей экономическую, природоохранную и социальную сферы [2, 3].

Обострились проблемы региона в связи с разразившейся в начале 2020 г. коронавирусной эпидемией, объявленной пандемией и начавшимся глобальным экономическим кризисом. С 2022 г. возникли дополнительные проблемы, связанные с ужесточением экономических санкций западных стран против России. Сегодня очевидно, что прежние подходы к определению роли государства и рыночных отношений, путей экономического развития необходимо совершенствовать и они, несомненно, будут



ФИЛАТОВ
Николай Николаевич
член-корреспондент РАН,
профессор,
Институт водных проблем
Севера КарНЦ РАН



БАХМЕТ
Ольга Николаевна
член-корреспондент РАН,
генеральный директор
Карельского научного центра
РАН



ДРУЖИНИН
Павел Васильевич
Институт экономики КарНЦ РАН



МЕНИШУТКИН
Владимир Васильевич
профессор,
Институт проблем региональной
экономики РАН



НАЗАРОВА
Лариса Евгеньевна
директор Института водных
проблем Севера КарНЦ РАН

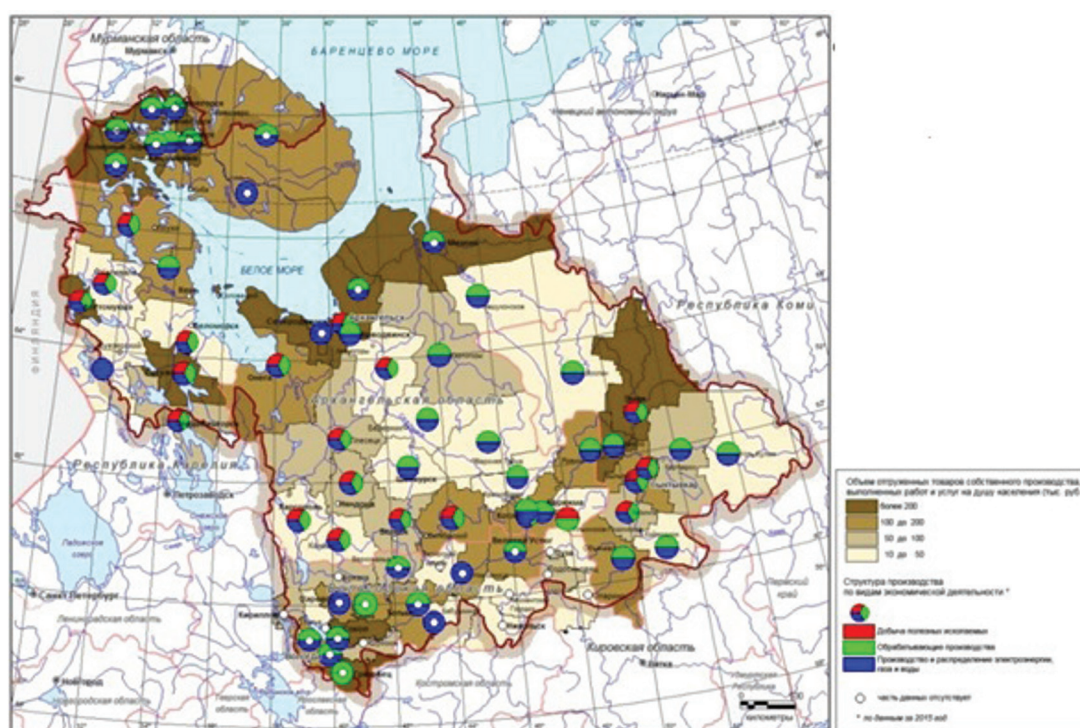


Рис. 1. Регионы, входящие в Беломорье, и промышленность регионов. Сост. О. В. Дерусовой (ИВПС КарНЦ РАН) по данным, представленным П.В. Дружининым, М.В. Морошкиной (ИЭ КарНЦ РАН); карта разработана по Государственному заданию ИВПС КарНЦ РАН.

пересмотрены в условиях так называемой «стратегической неопределенности» [4]. Возросла роль научно обоснованных рекомендаций по управлению, основанных на современных методических подходах, которые обеспечили бы достижение целевых показателей по уровню жизни населения, экономике, функционированию социальной сферы, сохранению окружающей среды.

Общая площадь водосбора Белого моря составляет 717.1 тыс. км², что составляет почти 10% АЗ РФ. Водосбор включает в себя значительную часть площади пяти субъектов Российской Федерации (Архангельской, Мурманской и Вологодской областей, республик Карелия и Коми). Кроме того, в его пределах находятся небольшие территории Пермского края, Кировской и Костромской областей, Ненецкого автономного округа и Финляндии. Основу экономики составляют добыча и переработка природных ресурсов, в первую очередь минеральных и лесных. Ведущая отрасль экономики района – промышленность (добыча и переработка

минерально-сырьевых ресурсов, лесная, деревообрабатывающая и целлюлозно-бумажная промышленность, черная и цветная металлургия, топливная промышленность, электроэнергетика, машиностроение), а также рыбная отрасль (рис. 1).

Данные и методы

В последние годы для АЗ РФ созданы современные информационные ресурсы в виде геоинформационных систем (ГИС), атласов и справочников, необходимых для проектирования и принятия решений [5]. В настоящей работе в качестве информационной основы использовались данные, которые вошли в атласы, созданные в ИВПС и ИЭ КарНЦ РАН при участии коллег из институтов ФИЦ КарНЦ РАН, Географического факультета МГУ им. Ломоносова [6]. В состав этих материалов включены сведения о климате, гидрологии, гидрохимии, гидробиологии, геологии водосбора, ландшафтах, лесах, болотах, почвах, водных объектах, энергетике, водном хозяйстве, источниках антропогенного воздействия. Для моделирования рельефа и гидрографической сети использовались открытые данные глобальной цифровой модели высот (DEM) с пространственным разрешением 3" и 1 м по высоте (<http://viewfinderpanoramas.org>). Для интегрирования физико-географических характеристик территории наземных экосистем Беломорья (рельеф, структура водосборов и водотоков) разработаны

тематические ГИС с использованием космической информации о структуре и динамике растительного покрова [7]. Для анализа генетической структуры лесов на водосборе отбирались образцы хвои или древесины (керны) с модельных деревьев на каждой так называемой постоянной пробной площади (ППП) [7], которые были заложены в естественных сосняках и ельниках северной и средней подзоны тайги Карелии, Мурманской и Архангельской, а также на трех островных популяциях в Белом море. Изучены изменения и изменчивость климата региона по данным наблюдений на станциях и постах Росгидромета. Общая характеристика режима температуры поверхности почвы для водосбора Белого моря составлена по данным, приведенным в «Научно-прикладном справочнике «Климат России», который подготовлен в электронной форме в отделе климатологии ВНИИГМИ-МЦД.

Для моделирования термогидродинамики и экосистемы Белого моря при разном комплексе условий были использованы разные 3D-модели [8]. Для моделирования химико-биологического режима в последние годы использован комплекс моделей JASMINE (<https://sites.google.com/site/modelingthewhitesea/home>).

Были получены сведения о состоянии и изменениях окружающей среды, природных ресурсах, производственной деятельности, уровне и качестве жизни населения, что позволило оценить состояние и дать на качественном уровне прогностические оценки изменения социально-экономического развития Беломорья [9]. Для проведения анализа сложившейся ситуации и построения экономических сценариев использованы открытые статистические данные, предоставляемые Росстатом и ее территориальными органами в статистических сборниках, и материалы, размещенные на официальных сайтах субъектов Российской Федерации. Для выявления тенденций развития применялись методы компаративного, экономического, статистического анализа данных. При построении прогнозов использован сценарный подход прогнозирования социо-эколого-экономического развития с применением в качестве общего контекста рамочных сценариев развития. При построении прогноза динамики экзогенных показателей были использованы для производства – производственные функции, для загрязнений – функции загрязнения, для социальных показателей – линейные регрессионные уравнения. Параметры уравнения для прогнозирования в инерционном сценарии определяются по данным ретроспективного периода. Для других сценариев они изменяются в зависимости от внешних шоков и изменений социально-экономической, структурной и экологической политик.

Для оценки взаимосвязи экологического и социально-экономического развития использовались «окна устойчивости», предложенные финскими учеными [10], которые позволяют определить минимальные и максимальные темпы экономического роста, благосостояния населения и снижение экологической нагрузки [11].

В настоящей работе рассматривалась сложная система, состоящая из множества реально существующих сложных подсистем. Один из таких подходов для решения сложных междисциплинарных проблем – применение методов когнитивного моделирования [12–14]. Результаты системного анализа с применением когнитивного моделирования могут служить основой для построения количественных моделей, необходимых для поддержки принятия управленческих решений, обеспечивающих развитие этого региона [15]. В отличие от традиционных когнитивных моделей в настоящей работе изучено изменение переменных во времени за 100 лет, что позволяет описать связь агентов взаимодействия и охарактеризовать механизмы их взаимной адаптации. Временной шаг моделей принят равным одному году, что дает возможность изучить совместно фундаментальные закономерности экосистем, экономики и демографии региона. Разработанные модели позволяют определить важные для достижения устойчивого развития региона целевые показатели, направленные на оценку возможностей повышения уровня жизни населения, рациональное использование и охрану окружающей среды, развитие социальной сферы Беломорья.

Результаты

Изменчивость и изменения климата Беломорья

Климат исследуемой территории можно охарактеризовать как субарктический – на террито-

рии Ненецкого автономного округа; субарктический морской, имеющий черты континентального, – в Мурманской и северо-западной части Архангельской областей; переходный от морского к континентальному – на территории Карелии; умеренно-континентальный – на территории Вологодской области и Республики Коми [16]. Если сравнить приведенные климатические нормы средней годовой температуры воздуха на водосборе Белого моря за два стандартных климатических периода 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг. для различных метеорологических станций, то можно отметить, что в конце XX – начале XXI в. средние многолетние значения годовой температуры воздуха повсеместно превышают климатические нормы на 0.8–1.2 °C (рис. 2).

Данные о средней годовой температуре воздуха в исследуемом районе в течение последнего десятилетия XIX – начале XXI вв. свидетельствуют о почти синхронном характере изменчивости среднегодовой температуры воздуха по всему водосбору Белого моря. Рост температуры с начала века к середине 1950-х гг. сменился похолоданием, в 1980-е гг. тенденции начинают меняться и, начиная с 1989–1990 гг., на территории водосбора Белого моря практически во все годы отмечаются положительные отклонения значений средней годовой температуры воздуха от климатической нормы. Для южных районов исследуемой территории (МС Вологда) в течение последнего десятилетия XIX и до конца XX в. указанные выше тенденции изменений были более сглажены, однако с начала XXI в. в этом районе также наблюдаются положительные аномалии температуры воздуха. Оценка изменений средних многолетних значений температуры воздуха по месяцам показала, что для разных сезонов года температурный режим меняется неравномерно. Наибольшее повышение температуры характерно

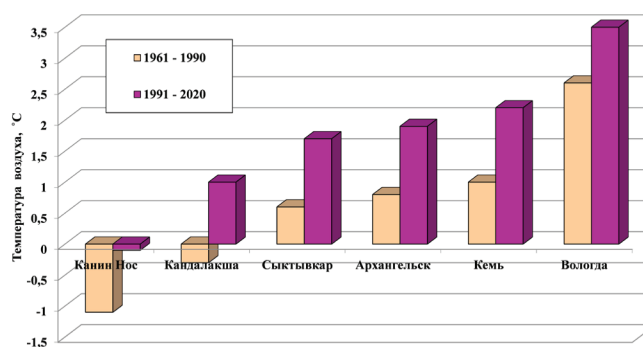


Рис. 2. Средняя годовая температура воздуха по данным метеорологических станций за периоды 1961–1990 и 1991–2020 гг.

для зимних месяцев, особенно для января (средние значения за 1991–2020 гг. превышают климатические нормы на 1.7–2.9 °C). Анализ изменений количества осадков в районе исследований показывает, что в целом наблюдается рост выпавших осадков. Продолжительность периода, в течение которого наблюдается выпадение твердых осадков, сократилась примерно на два месяца на всей исследуемой территории.

Температура почв водосбора

Средняя годовая температура поверхности почвы по территории водосбора Белого моря изменяется от -0.9...-1.0 °C в районе Канина Носа; 0.0–0.5 °C в Мурманской области; 1.5–2.5 °C в Карелии и Архангельской области; самые высокие значения средней годовой температуры почвы, до 3.7 °C, наблюдались на территории Вологодской области. Средняя многолетняя температура поверхности почвы самого теплого месяца (июля) изменяется от 10.6 °C, по данным наблюдений МС Канин Нос, до 21.2–21.5 °C в Вологодской области. Исследования многолетней динамики средней годовой температуры поверхности почвы показали, что отмечаются положительные отклонения температуры почв от климатической нормы (рис. 3).

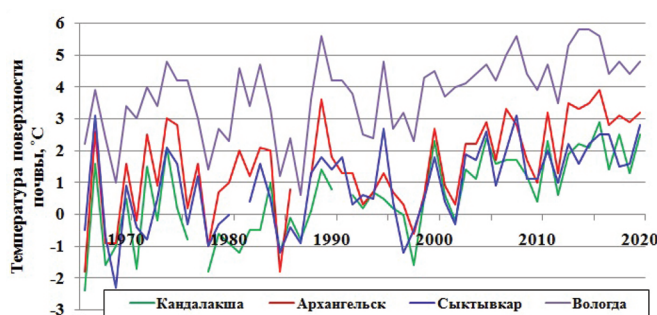


Рис. 3. Средние годовые значения температуры поверхности почвы на водосборе Белого моря, 1966–2020 гг., °C.

Так же, как и для температуры воздуха, наибольшие изменения температуры поверхности почвы наблюдаются в зимний период года, особенно в ян-

варе, когда средние значения за период 1991–2020 гг. были выше средних за предыдущий период на 2.4–3.2 °С. Температура почвы на различных глубинах испытывает значительно меньшие колебания от года к году, чем температура поверхности почвы и прилегающих слоев атмосферы. Однако и на глубинах до 320 см отмечено существенное повышение температуры с начала XXI в.

Ландшафты, почвы, леса водосбора

Исследуемый регион представлен двумя природными зонами – тундрой и тайгой, преимущественно лесами северотаежной подзоны. Территория водосбора довольно однообразна и дифференцируется лишь на три типа северотаежного ландшафта, различающихся по формам рельефа, их генезису, четвертичным отложениям, степени заболоченности территории и преобладающим типам лесных местообитаний. Ландшафты озерных и морских сильнозаболоченных равнин с преобладанием еловых местообитаний характеризуется в целом однообразным слабо террасированным равнинным рельефом с частыми, но незначительными по площади выходами коренных пород в виде абрадируемых плоских скал, низких уступов, мелких холмов и гряд. Общая заболоченность территории превышает 80%, включая открытые болота (как правило, верховые) и заболоченные леса (с мощностью торфяной залежи под древостоями не менее 0.3 м). По ряду основных характерных черт (геоморфологические характеристики) к представленному выше типу ландшафта близок и ландшафт озерных и морских сильнозаболоченных равнин с преобладанием сосновых местообитаний. Он отличается доминированием супесчано-песчаных отложений, более частыми выходами коренных пород и, как следствие, выраженным господством сосновых лесов (свыше 90% покрытой лесом площади). Морское побережье в южной части более пологое, соответственно, аккумуляция морских отложений происходит дальше от уреза воды. Значительно отличается от данных типов ландшафта скальный среднезаболоченный ландшафт с преобладанием сосновых местообитаний. На фоне Прибеломорской низменности его отличает сильнопересеченный денудационно-тектонический рельеф со скальными холмами и грядами различной величины, сложенными бедными в почвообразующем отношении породами гранитного состава. Относительная вертикальная расчлененность рельефа варьирует в пределах 20–80 м. Заболоченность Прибеломорской низменности около 40%.

В рамках проекта РФФИ «Арктика» собрана информация о состоянии почвенного покрова во-

досбора Белого моря. Почвенный покров региона сравнительно молод – 10–11 тыс. лет. Проведенные исследования показали, что на коренных породах и крутых склонах Прибеломорья на Кольском полуострове, лишенных рыхлых отложений, он нередко отсутствует. Только там, где есть хотя бы небольшой чехол рыхлых отложений, происходит формирование почв. Эти почвы сформировались на породах ледникового происхождения (моренных, морских) и элювиально-делювиальных, песчаного и супесчаного гранулометрического состава. В связи с хорошо выраженным мезорельефом территории почвенный покров носит комплексный характер: выпуклые элементы рельефа с автоморфными почвами перемежаются заболоченными низинами. Для нижних частей склонов характерны торфяноподзолы глеевые, в микропонижениях на скальных выступах формируются торфянолитоземы – почвы, в профиле которых основным горизонтом является торфянистый слой, лежащий непосредственно на скальной породе, мощность его обычно составляет 15–20 см. На контакте с коренной породой образуется органоминеральный горизонт мощностью 2–3 см, обогащенный органическим веществом. Заболоченные низины заняты торфяными почвами разного генезиса. В пределах лесной зоны Кольского полуострова на песчаных породах сформировались альфегумусовые подзолы. Формирование глееземов в лесной зоне Кольского полуострова происходит на почвообразующих породах более тяжелого, чем пески и супеси, гранулометрического состава – от легких суглинков до глин. Широко распространены на территории лесной зоны Кольского полуострова торфяные почвы, среди которых преобладают почвы мезотрофных и эутрофных болот. На обширных аккумулятивных равнинах, особенно в восточной части Кольского полуострова, распростра-

нены болота аапа-типа, поверхность которых характеризуется ясно выраженным грядово-мочажинным микро рельефом.

В карельской части водосбора Белого моря на рыхлых четвертичных отложениях в автоморфных условиях распространены различные виды подзолов и подзолистых почв – 60.8% площади на коренных породах – подбуры (0.8) или слабо-развитые почвы: торфяно-литоземы, сухоторфяно-литоземы, литоземы грубогумусовые и др. Кроме того, для почвенного покрова «карельской части» характерно широкое распространение глееподзолистых суглинистых почв, занимающих дренированные местоположения вдоль рек, впадающих в Белое море. В связи с более холодным климатом, низкой испаряемостью, а следовательно, высоким коэффициентом увлажнения, торфяноподзолы глеевые и болотные почвы занимают более 40% площади, при этом среди торфяных почв преобладают торфяные олиготрофные (14%), эутрофные встречаются отдельными массивами.

Почвенный покров Онежского Поморья характеризуется широким распространением торфяных почв, среди которых преобладают почвы мезотрофных и эутрофных болот. Большие площади занимают и торфяноподзолы глеевые. Современная трансгрессия и регрессия морских вод и связанная с ними увлажненность почв в приливно-отливной зоне способствовали формированию маршевых почв, характеризующихся слабо дифференцированным морфологическим профилем, низкой кислотностью в верхних горизонтах и появлением щелочной реакции на глубине 10–15 см. Эти почвы содержат много хлора, серы, водорастворимых минеральных веществ, что нехарактерно для зоны подзолистых почв.

В целом, в связи со сложным рельефом местности большей части территории Карело-Кольского региона почвенный покров ее характе-

ризуется большой сложностью и комплексностью. Распространение почв тех или иных типов обусловлено сочетанием факторов, важнейшими из которых являются рельеф и степень увлажнения. Эти факторы взаимосвязаны, поскольку под влиянием рельефа происходит распределение внутрипочвенных и поверхностных вод в почвенно-грунтовой толще и формируется ее определенный водный режим.

Территории водосбора Белого моря представлены преимущественно лесами северотаежной подзоны. Была получена оценка современного состояния генофондов основных лесобразующих видов водосбора Белого моря и прогноз влияния на них антропогенных факторов, включая изменение климата [7]. Объектами исследования явились малонарушенные популяции ели финской и сосны обыкновенной. Полученные данные свидетельствуют о более высоком уровне генетического, в том числе аллельного, разнообразия по микросателлитным локусам у изученных популяций сосны обыкновенной по сравнению с популяциями ели финской. Из литературных источников известно о снижении параметров генетической изменчивости у популяций сосны обыкновенной и ели финской водосбора Белого моря [17]. Популяции сосны (Пасвик_C1, Мурманск_C2) и ели (Пасвик_E1, Мурманск_E2), произрастающие на северной границе ареалов, а также островные популяции этих видов не обнаружили значительного снижения генетического разнообразия по сравнению с северотаежными популяциями этих видов. Напротив, периферические популяции ели характеризовались более высокими значениями основных параметров генетического, в том числе аллельного, разнообразия по сравнению с северотаежными. С учетом данных о повышении среднегодовой температуры, происходящего особенно быстро в Арктической зоне, высокий уровень генетической изменчивости в периферических популяциях может быть обусловлен как продвижением границы ареалов сосны обыкновенной и ели финской дальше на север благодаря складывающимся на этой территории более благоприятным условиям, так и упомянутой выше историей последне-ковового расселения этих видов. Выявленный уровень генетического полиморфизма популяций сосны обыкновенной и ели финской водосбора Белого моря свидетельствует о необходимости принятия мер по сохранению и поддержанию генетических ресурсов этих видов (содействие естественному возобновлению, создание лесных культур, селекционные мероприятия) и обеспечение необходимые условия для минимизации рисков антропогенного воздействия и изменений климата.

Сток рек на водосборе

Площадь водосбора Белого моря более чем в восемь раз превышает площадь самого моря (90 тыс. км²), что является наибольшим показателем для всех окраинных морей Северного Ледовитого океана. Это соотношение является косвенным показателем значительного влияния речного стока на море, что показывает важность учета влияния водосбора на состояние экосистем самого моря [8, 18]. Анализ среднемноголетнего среднегодового стока рек Беломорья (Северная Двина, Онега, Мезень, Выг, Шуя, Чирка-Кемь, Умба, Поной) за 1950–2015 гг. показывает небольшое увеличение среднегодовых значений стока рек на большинстве изученных рек. Для ряда рек Беломорья отмечается уменьшение стока, в частности, для рек Летняя, Н. Выг. С 1987 по 2010 гг. суммарный сток варьировал от 200 до 310 км³/год (при среднемноголетнем порядка 230 км³/год). Климатические изменения в регионе оказывают значительное влияние на внутригодовое распределение речного стока, в особенности в зимний период. В работе [19] установлено, что «...многолетние колебания стока характеризует нечеткая цикличность и чередование периодов разной продолжительности и водности...». Изменения годовых величин стока сопровождались в основном снижением максимальных расходов воды и, наоборот, увеличением минимальных за год расходов.

О состоянии рыболовства на Белом море

Рыболовство на Белом море начиная с XVI–XVII вв. является одной из важных основ развития экономики Поморья. Последние 30 лет работа рыбопромысловой отрасли Беломорья подвержена весьма резким изменениям, происходящим из-за социально-экономических процессов и особенностей законодательства (лицензирование, квоты, запреты на вылов) [20]. К концу XX в. по сравнению с его началом численность населения Беломорского региона, занятого в рыбном промысле, сократилась почти на порядок [21]. В 1950-х гг. суммарные уловы одной только сельди составляли 4–4.5 тыс. т/год, а общие уловы наваги в начале 1980-х гг. достигали 2.5 тыс. т/год. Для промысловых холодолюбивых рыб арктического происхождения, в число которых входят навага и мойва, потепление сказывается на воспроизводстве и уловах неблагоприятно. А с середины 1990-х гг. уменьшение уловов объясняется не только климатическими причинами, но и неблагоприятными социально-экономическими условиями [22]. В работах, посвященных улучшению ситуации с выловом рыбы в Белом море и разработке мер по повышению промысловой продуктивности [22], отмечается необходимость восстановления уровня

воспроизводства, усиления борьбы с загрязнением, устранения препятствий на пути нерестовых миграций, создания и использования искусственных нерестовых субстратов и нерестилищ, мелиорации мест промысла макрофитов, интенсивного развития марикультуры, а также увеличения инвестиций в отрасль. Промысловые биологические ресурсы Белого моря при определенных условиях способны обеспечить не только локальные потребности местного населения (условно поморов), но и улучшить социально-экономические условия всего региона Беломорья.

Моделирование экосистемы Белого моря

Изучение реакции гидрологических характеристик и биогеохимических параметров Белого моря на изменения климата выполнялось с использованием программного комплекса JASMINE [8], который основан на модели термогидродинамики для Северного Ледовитого океана (FEMAO), созданного Н.Г. Яковлевым [23]. Основная цель расчетов на программном комплексе – оценить изменение экосистем Белого моря при потеплении климата на 1–3 °C, а также реакцию экосистем на возможные антропогенные воздействия. При заданном модельном сценарии потепления приповерхностного слоя атмосферы над акваторией Белого моря за период 2020–2029 гг. произойдет увеличение температуры его поверхностного слоя на 1.75 °C и концентраций хлорофилла-*a* почти на 2.2 мг/м³. Полученные данные на программном комплексе JASMINE были агрегированы для использования их в когнитивной модели, которая имеет шаг по времени 1 год, а расчеты выполнялись на несколько десятков лет [8].

Социально-экономические условия Беломорья

Состояние экономики и окружающей среды северных территорий изучено в работах [2, 24] и многих дру-

гих, в которых была показана роль северных регионов для развития страны, в первую очередь в обеспечении ее потребностей в природных ресурсах. К началу реформ северные регионы имели высокий удельный вес добывающих отраслей промышленности и слабо развитую социальную и производственную инфраструктуру. В ходе реформ исчезли или резко сократились многие формы поддержки северных территорий, а на севере значительно выше расходы на поддержание инфраструктуры и другие нужды. Высокая и растущая доля добывающих производств привела к уменьшению спада во время кризиса 1990-х гг. Доля городского населения достаточно высока, что обусловлено природными условиями и особенностями промышленного развития района, трудностями ведения сельского хозяйства в северных широтах.

Спад в экономике привел к постоянному оттоку населения, причем чем севернее регион, тем быстрее там уменьшается население. Лишь два региона из рассматриваемых (Архангельская и Вологодская области) быстро росли в 2000-е гг. и превысили уровень 1990 г. по валовому региональному продукту (ВРП). Другие регионы Европейского Севера достигли лишь 2/3 от уровня 1990 г. по ВРП, в основном из-за сокращения населения и соответственно занятости. Производительность труда у всех регионов превысила уровень 1990 г., у Архангельской области – в 1.6 раза. В значительной степени это связано с ростом добычи углеводородов в Ненецком автономном округе, учитываемом

в составе Архангельской области. Географическое положение влияет на структуру экономики регионов водосбора Белого моря. В северных регионах более развита добывающая промышленность, в более южных – перерабатывающая промышленность; все регионы до 2022 г. были ориентированы на экспорт.

Сельское хозяйство в регионе развито слабо, но в последние 30 лет стало сказываться положительное влияние потепления. Практически во всех регионах водосбора сельскохозяйственное производство снижалось до конца 1990-х гг., затем оно стабилизировалось, и с конца 2000-х гг. начался рост, который, однако, был непродолжительным. Почти половина сельскохозяйственного производства приходится на районы Вологодской области. В большинстве регионов производство сельскохозяйственной продукции сосредоточено вокруг административных центров, поскольку крупный город обеспечивает большой рынок сбыта.

После начала реформ объем инвестиций упал в 5–10 раз, с 1999 г. начался рост, прерываемый кризисами 2008–2009 гг. и 2013–2015 гг., что во многом определяет тенденции развития северных регионов. С 2013 г. в большинстве регионов рост инвестиций сменяется спадом и их объемы не превышают 50% к уровню 1990 г. В условиях кризиса северные регионы снова стали непривлекательны для инвестиций.

На основе анализа динамики основных показателей регионов строились модели, которые в дальнейшем использовались для разработки сценарных условий. Для проведения расчетов использовались следующие показатели – ВРП, индексы промышленного и сельскохозяйственного производства, динамика инвестиций, численности населения и численности занятых, выбросы загрязняющих веществ в атмосферу, забор свежей воды и сброс сточных вод за 1990–2020 гг., взятые из справочников Росстата [25]. Анализ данных по северным регионам показал, что у них, как и у России в целом, выделяется три периода – до 1998 г., 1999–2008 гг. и с 2009 г.

Были предложены четыре варианта сценарных условий. Первый – инерционный, при сохранении осуществлявшейся в 2010-х гг. экономической по-

Таблица 1. Динамика валового регионального продукта по регионам, инерционный сценарий, % к уровню 1990 г.

Регион	Годы		
	2020	2025	2030
Респ. Карелия	67.2	73.8	81.2
Респ. Коми	71.9	83.8	93.3
Архангельская обл.	123.1	135.8	149.7
Мурманская обл.	59.3	62.9	65.8

литики. Он предполагал сохранение сложившихся тенденций, значит, динамика экзогенных показателей прогнозировалась по временным рядам, динамика производства – по производственным функциям, динамика загрязнений – по функциям загрязнений с сохранением полученных по ретроспективным данным параметров. В данном варианте предполагалось сохранение тенденций последних лет – сокращение занятости и стабилизация объема инвестиций, отсутствие роста природоохранных инвестиций (табл. 1).

Второй вариант (при условии роста мировых цен на сырье) – активизация добычи и первичной переработки сырья – предполагал ускоренный рост инвестиций и изменение структуры экономики в сторону добывающих производств. В данном случае брались для прогнозирования тенденции 1999–2008 гг. и соответствующие параметры моделей.

Третий вариант требовал изменения экономической политики, он был ориентирован на развитие нематериалоемких секторов экономики, развитие инновационного сектора на основе активизации поддержки северных научных центров и университетов, он требовал также ориентации на прикладные исследования и развитие инновационной инфраструктуры. В данном случае требовалось ускорение роста и изменение структуры инвестиций. Для расчетов использовались сплайн-функции, позволяющие изменять параметры моделей.

Четвертый вариант – конфликтный, рассматривавший обострение политической ситуации в Арктике. Предполагалось отрицательное влияние ухудшения общей международной обстановки и борьба за ресурсы Арктической зоны, которая связывалась с реакцией на серьезные климатические изменения. Возможные военные конфликты приводили к ухудшению условий внешнеэкономической деятельности, что для экспортно ориентированных северных регионов вело к новому спаду экономики и снижению доходов населения.

Был проведен анализ социально-экономического развития 10 прибрежных муниципальных районов. В целом в муниципальных образованиях наблюдаются депопуляционные процессы – происходит снижение численности населения. На основе предложенных для регионов сценариев были проведены расчеты по оценке перспектив развития прибрежных муниципалитетов.

Устойчивость и экологизация экономики

Значительное воздействие на окружающую среду связано с высокой долей металлургической промышленности, энергетики и производства бумаги, но спад производства и модернизация эко-

номики привели к улучшению экологической ситуации в регионах. Необходимость обоснования эколого-экономической политики требует разработки и использования новых, более надежных и понятных методов, обеспечивающих комплексный анализ. Технология «окон устойчивости» позволяет одновременно учесть все три составляющие устойчивого развития, определить границы темпов экономического роста, способствующие одновременно повышению благосостояния населения и снижению экологической нагрузки.

Оказалось, что для всех регионов Беломорья в рассматриваемый период существует доступное «окно устойчивости», определенное выбранными показателями. Социально-эколого-экономическое развитие Мурманской и Вологодской областей в целом за 2005–2017 гг. происходило в рамках допустимых границ устойчивости, лишь в отдельные годы выходя за его пределы. ВРП Республики Коми чаще находился за пределами «окна устойчивости». В Республике Карелия только для выбросов загрязненных веществ в атмосферу ВРП почти всегда находился в пределах «окна устойчивости». ВРП Архангельской области только для сбросов загрязненных сточных вод всегда находился в пределах «окна устойчивости». На основе рассматриваемого подхода была разработана методика определения ограничений на динамику ВРП и выведены уравнения, определяющие границы изменения ВРП, в рамках которых сохраняется устойчивое развитие региона, для используемых в расчетах моделей при разных сценарных условиях. Проведенные расчеты для нескольких сценарных условий показали, что при сильной устойчивости экологические ограничения не позволяют ускорить развитие экономики рассматриваемых регионов без изменения экономической политики, в первую очередь требуется измене-

ние структуры экономики. Для окна слабой устойчивости экологические ограничения позволяют наращивать производство в рамках существующей структуры экономики, но необходимы вложения в социальную инфраструктуру. Проведенные расчеты показали, что часть прогнозных вариантов развития экономики регионов не соответствует требованиям устойчивого развития. Рост экономики региона без существенных структурных сдвигов приводит к ухудшению экологической ситуации, для окон сильной устойчивости экологические ограничения обычно нарушаются уже при росте ВРП, достигая 1% в год.

Влияние климатических изменений определялось на основе оценок по моделям изменения объемов производства за десятилетний период и доли сектора в ВРП. Расчеты проводились по линейным и квадратичным функциям, поскольку положительный эффект роста температуры мог смениться отрицательным. Среди секторов экономики последствия изменения климата, в первую очередь, заметны в сельском хозяйстве, слабо развитом на Севере, но к нему относятся и традиционные уклады коренного населения. Изменение климата влияет на лесное хозяйство, а оно является базой лесопереработки, которая вносит заметный вклад в экономику регионов. Также к зависимым от погодных условий секторам экономики российской Арктики относят добычу полезных ископаемых, энергетику, транспорт и туризм [25–26].

Расчеты показали, что для северных регионов потепление приносит рост урожайности и в целом объемов сельскохозяйственного производства. Но доля данного сектора невелика, и прирост ВРП для Архангельской области и Республики Карелия не превышает 0.1%. Для лесного хозяйства положительный эффект от увеличения продуктивности таежных лесов (незначительный за десятилетний

период) компенсируется потерями от новых вредителей и снижения доступности лесных ресурсов из-за сокращения функционирования сезонной транспортной инфраструктуры (зимников). Данный сектор занимает от 0.5 до 3% ВРП в северных регионах, и, по оценкам, снижение объемов лесозаготовок приведет к потерям 0.1–0.2% ВРП. Рыбное хозяйство может получить возможность успешнее развиваться, потепление увеличит кормовую базу, на север сдвинется граница разведения форели и осетровых. Доля данного сектора даже в Карелии не превышает 1%, и даже значительный рост добавит к ВРП лишь 0.3%.

Производство электроэнергии и теплоэнергии составляет от 2 до 5% ВРП. Отопительный сезон может сократиться в среднем на 5–10 дней, но снижение производства теплоэнергии будет компенсироваться прогнозируемым увеличением стока рек и ростом мощности ГЭС.

Для развития водного транспорта появятся новые возможности, увеличится период навигации примерно на 15%, ожидаемое увеличение годового стока рек бассейна Северного Ледовитого океана позволит несколько увеличить перевозки водным транспортом, доля которого пока незначительна. Также можно ожидать роста загрузки морских портов, несмотря на ожидаемое сокращение спроса на углеводороды в Евросоюзе. Сектор туризма пока незначителен, даже в Карелии его доля не превышает 3% ВРП.

Разработка когнитивных моделей сложной социо-эколого-экономической системы Беломорья

Впервые для социо-эколого-экономической системы Беломорья как в рамках проекта РФФИ «Арктика» [13], так и Государственного задания [14] разработано несколько когнитивных моделей, с помощью которых решались многокритериальные задачи определения режима управляющих воздействий, которые обеспечили бы достижение максимального уровня жизни населения, социальной сферы, сохранения окружающей среды и развития экономики. Когнитивная модель Белого моря и водосбора рассматривается как инструмент для синтеза разнородной информации о сложной эколого-социоэкономической системе. Модель дает возможность определения важных для развития региона целевых показателей, направленных на оценку возможностей повышения уровня жизни населения, рационального использования и охраны окружающей среды, развитие социальной сферы Беломорья. Модель имеет иерархическую структуру, включает пять подмоделей, объединенных общей системой управления (рис. 4).

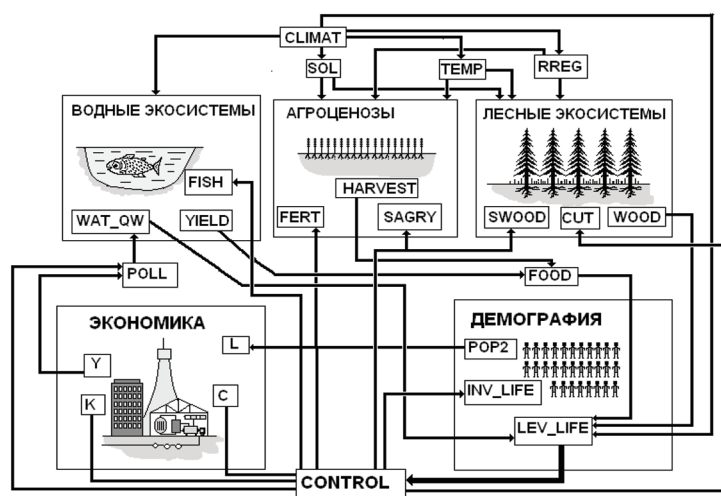


Рис. 4. Общая блок-схема эколого-социальноэкономической модели региона (обозначения в тексте) [14].

Подмодель «экономика» предназначена для определения валового регионального продукта (Y) и связанного с ним процесса очистки сточных вод (POLL). Кроме этого, валовый продукт расходуется на изменение уровня жизни населения (LEV_LIFE) и воздействия на сопряженные подсистемы – это рыболовство (FISH), внесение удобрений (FERT) и внутренние нужды – затраты на развитие производственных фондов (K). Прототипом подмодели экономики выбрана модель Солоу – Свана, основанная на производственной функции Кобба – Дугласа. [27].

Подмодель «демография» обеспечивает подмодель экономики сведениями о наличии трудоспособного населения (возраста (L – POP2)). В этой подмодели осуществляется определение уровня жизни населения (LEV_LIFE), величина которого является целевой функцией оптимального управления всей системой.

Подмодель «водные экосистемы» ответственна за имитацию процессов продуцирования органического вещества и его передачу по трофической сети водоема до биомассы популяции промысловой рыбы в море. В Белом море это сельдь и навага. Эта популяция под воздействием рыболовства (FISH) обеспечивает получение вылова (YIELD), который является компонентом питания населения (FOOD). На водные экосистемы действуют изменение климата (CLIMAT) и загрязнение промышленными и бытовыми отходами (POLL). Качество воды (WAT_QW) существенно влияет на уровень жизни населения (LEV_LIFE). Следуя принципу возможного упрощения, водная экосистема представлена в подмодели одной популяцией промысловой рыбы, состоящей из шести возрастных групп, и обобщенных элементов фито- и зоопланктона и бентоса. Первичная продукция фитопланктона (phyto) по-

лагается зависящей от солнечной радиации, представленной в полной модели переменной CLIMAT, и концентрацией биогенных элементов (phos) с имитацией закона Либиха при помощи операции конъюнкции в вероятностной логике. Биомассы зоопланктона (zoo) и бентоса (benthos) как кормовой базы промысловой рыбы определяются как звенья трофической цепи, причем полагается, что развитие бентоса подвержено негативному влиянию ухудшения качества воды (WAT_QW). Возрастные группы популяции промысловой рыбы интерпретируются как биомассы.

Подмодель «агроценозы» (сельское хозяйство) предназначена для имитации данных о сельскохозяйственной деятельности в регионе, в частности о величине урожая (HARVEST). Специфика агросистем определяется климатом, включая сведения о солнечной радиации (SOL), температуре воздуха (TEMP) и осадках (PREC). Существенной характеристикой подмоделей агроценозов является величина площади занимаемых сельскохозяйственными угодьями (SAGRY), которая находится в конкурентных отношениях с площадями занятых лесами и населенными пунктами региона. Эта подмодель разработана на основе системы AGROTOOL [28] с существенным упрощением и приспособлена к возможности стыковки с другими подмоделями.

Подмодель «лесные экосистемы» осуществляет выработку информации о реакции лесов на изменения климатических условий (SOL, TEMP и RREG), интенсивности выруб- ки (CUT), о загрязнении окружающей среды (POLL) и сокращении территории, занимаемой лесами, под влиянием развития сельского хозяйства и расширения площади населенных пунктов (SWOOD). Подмодель «лесное сообщество» сконструирована на основе моделей, приведенных в монографиях [29, 30]. Переменными, определяю-

щими состояние системы, являются биомасса деревьев (BIOM), масса органического вещества в подстилке и почве (ORGANIC) и содержание минерального азота в почве (NDEP).

Управление всей системой (CONTROL) осуществляется с целью повышения уровня жизни населения (LEV_LIFE) путем изменения инвестиций в промышленность, сельское и лесное хозяйство, рыболовство и рыбозапасоведение, и природоохранные мероприятия.

Динамика элементов модели в течение 100 лет рассматривается при синусоидальных колебаниях климатических условий. Временной масштаб колебаний принят равным 30 годам. При этом все остальные внешние воздействия полагаются постоянными во времени. На экономическую часть системы колебания климата практически не оказывают влияния. В демографической части системы наибольшему влиянию колебания климата подвержен уровень жизни населения. Для развития сельскохозяйственных культур неблагоприятными оказываются только годы с минимальными температурами, в промежутках между минимумами синусоидальный (порядка 30 лет) ход роста растений сглаживается. Из управляющих воздействий на систему существенное значение имеет степень очистки промышленных и бытовых стоков (CLEAN). Достаточно очевидным следствием такого изменения является рост показателя качества воды (WAT_QW) при увеличении степени очистки. Наиболее резко исследуемое воздействие оказывает влияние на вылов промысловой рыбы (YIELD). При отсутствии очистки популяция рыб просто перестает существовать. Уровень жизни населения от введения в действие очистных сооружений в данном примере возрастает почти вдвое.

В проекте «Арктика», финансируемом РФФИ, была создана модель оптимального управления эколого-социальноэкономической системой

Беломорья [13], которая обладает свойством перехода из произвольного начального состояния в новое устойчивое состояние за ~20 лет. Решается многокритериальная задача определения такого режима управляющих воздействий, который обеспечил бы достижение максимальной величины некоторого выбранного критерия; в данном случае это уровень жизни населения в регионе. Были оценены оптимальные воздействия на эколого-экономическую систему при различных вариантах климатических условий (CLIMAT), запасов минеральных ресурсов (MINER) и инвестиций (INVEST), которые обеспечивают максимально высокий уровень жизни населения (LEV_LIFE). Результаты, полученные на когнитивных моделях, применимы для поиска оптимальной стратегии природопользования и при создании систем поддержки принятия решения, но не для инженерных расчетов.

Заключение

Научные разработки проекта «Арктика» были использованы для практических целей, в частности, для обоснования отнесения 38% территории Карелии к Арктической зоне России (<https://stolicaonego.ru/analytics/valentina-pivnenko-monitoring-pensionnogo-zakona-pokazyvaet-cto-vozmozhnost-izmenit-situatsiju-dlja-severnyh-territorij-suschestvuet>).

Выявлено существенное потепление климата на водосборе Белого моря за последние 30 лет с преобладанием положительных аномалий средней годовой температуры воздуха (1–2 °C). Отмечается увеличение средних многолетних годовых сумм атмосферных осадков (в среднем на 40–80 мм). На большей территории водосбора Белого моря значительных изменений режима влажности за 50 лет не выявлено, за исключением роста повторяемости числа дней с относительной влажностью воздуха 30% и менее в один из сроков наблюдений.

Оценено влияние изменений климата на сток рек, почвы и некоторые экономические процессы на водосборе, в том числе на рыболовство. Потепление климата за последние 60 лет не привело к ощутимым изменениям водного баланса Белого моря, но заметно повлияло на повышение температуры воды рек и самого Белого моря, что отразилось на его экосистемах. Оценки изменения температуры почв на водосборе выявили заметное повышение температуры, промерзание почвы на водосборе на глубине 20 см в современных условиях отмечается на 10–15 дней позже, чем в 1966–1990 гг., что сказывается на изменении обмена парниковыми газами в системе почва – атмосфера.

Выполнены оценка современного состояния генофондов основных лесообразующих видов водосбора Белого моря и прогноз влияния на них антропогенных факторов. Полученные данные относительно состояния генофонда основных лесообразующих видов – сосны обыкновенной и ели финской водосбора Белого моря – свидетельствуют о более высоком уровне генетического, в том числе аллельного, разнообразия по микросателлитным локусам у изученных популяций сосны обыкновенной по сравнению с популяциями ели финской. Климатические изменения сильнее отражаются на видах, адаптированных к определенным местообитаниям.

Экономическое развитие регионов на водосборе Белого моря происходило медленнее, чем Российской Федерации в целом: сказывалась неконкурентоспособность обрабатывающих производств из-за суровых природноклиматических условий и отдаленности от основных рынков. Сокращение численности населения продолжается более 30 лет, чем дальше от регионального центра, тем быстрее.

Социо-эколого-экономическое развитие регионов Беломорья в целом за 2005–2017 гг. происходило в рамках допустимых границ устойчивости, лишь в отдельные годы реальный рост ВРП находился за пределами «окон устойчивости».

На основе анализа функционирования сложной системы были предложены три группы возможных сценариев социо-эколого-экономического развития Беломорья: «сырьевой», «диверсификационный» и «конфликтный». Определяющим фактором является зависимость от федеральной политики государства. Опыт северных государств показывает, что наиболее предпочтительным является путь инновационного развития, основанный на активизации поддержки северных научных центров и университетов.

Оценены влияние климатических изменений на экономику районов и условия жизни по регионам. Расчеты показали, что на водосборе Белого моря для большинства сельскохозяйственных культур потепление приводит к росту урожайности. В то же время для лесного хозяйства и некоторых других секторов потепление снижает доступность природных ресурсов и отрицательно сказывается на объемах производства.

Для оценки возможностей устойчивого развития региона создан комплекс когнитивных моделей, которые отражают динамику экономики, состояние и изменения окружающей среды, климата, сельского и лесного хозяйства и социальной сферы. Основным смыслом экспериментов с когнитивными моделями заключается не в том, чтобы давать предостерегающие и многообещающие прогнозы развития рыбного хо-

зяйства в Белом море или демографических изменений в Беломорье, а в том, чтобы с помощью когнитивного подхода продемонстрировать возможность рассмотрения сложной системы путем синтеза разнородной информации о комплексной эколого-социоэкономической системе с использованием методов теории искусственного интеллекта: концептуального моделирования и математического аппарата размытой логики.

Продемонстрирована динамика элементов когнитивной модели за 100 лет. Показано, что при квазициклических колебаниях климата экономические параметры мало изменяются, в то время как они сказываются на уровне жизни населения. Заметные колебания при изменении климата отмечаются и в водной экосистеме Белого моря, они сказываются на изменении температуры воды, вылове рыбы, биомассе фито- и зоопланктона, но мало влияют на изменения бентоса. Из управляющих воздействий кроме климата существенное влияние на элементы водной подсистемы оказывает степень очистки промышленных и бытовых стоков. Наиболее сильное воздействие очистка сточных вод оказывает на условия промысла рыбы. Уровень жизни населения при полной очистке вод возрастает почти вдвое по сравнению с вариантом при отсутствии очистки.

Благодарности

Авторы благодарят за участие в работах: к.т.н. В.Н. Баклагина за подготовку базы данных; к.г.н. А.В. Толстикова (ИВПС КарНЦ РАН), к.ф.-м.н. И.А. Чернова (ИПМИ КарНЦ РАН) за выполненные совместно расчеты на модели JASMINE; к.б.н. А.П. Георгиева, главных гидрологов А.Ф. Балаганского, В.А. Карпечко, В.Н. Коваленко, Н.И. Махальскую (все ИВПС КарНЦ РАН) за подготовку гидрологических данных, а также с.н.с.

А.В. Литвиненко, М.С. Богданову и О.В. Дерусову за подготовку картографических материалов; к.б.н. А.А. Ильинова, д.б.н. Б.В. Раевского (ИЛ Кар НЦ РАН) и В.В. Тарасенко

(ОКНИ КарНЦ РАН) за подготовку сведений об особенностях леса, почв и ГИС; М.В. Морошкину, А.Е. Курило, Г.Т. Шкиперову (ИЭ КарНЦ РАН) за участие в работе по разделу «экономика региона».

Литература

1. А.В. Крутиков, О.О. Смирнова, Л.К. Бочарова
Арктика и Север, 2020, №40(40), 254.
DOI: 10.37482/issn2221-2698.2020.40.254.
2. В.Н. Лаженцев
Контуры глобальных трансформаций: политика, экономика, право, 2019, 12(5), 53.
DOI: 10.23932/2542-0240-2019-12-5-53-68.
3. П.В. Дружинин, Д.А. Зимин
Вестник СПбГУ. Экономика, 2018, 35(3), 397.
DOI: 10.21638/spbu05.2019.304.
4. Е.Н. Смирнов
Вестник МГИМО-Университета, 2020, 13(3), 243.
DOI: 10.21638/spbu05.2019.304.
5. Н.С. Касимов, В.М. Котляков, А.Н. Чилингаров, Д.М. Красников, В.С. Тикунов
Лёд и Снег, 2015, 55(1), 4. DOI: 10.15356/2076-6734-2015-1-6-14.
6. Н.Н. Филатов, А.В. Толстиков, М.С. Богданова, А.В. Литвиненко, В.В. Менишуткин
Арктика: экология и экономика, 2014, №3(15), 18.
7. А.А. Ильинов, Б.В. Раевский, О.В. Чирва
Экологическая генетика, 2020, 18(2), 185.
DOI: 10.17816/ecogen19006.
8. А.В. Толстиков, И. А. Чернов
Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Экспериментальная биология, 2019, №6, 92.
DOI: 10.17076/eb95.
9. А.Е. Курило, П.В. Дружинин, Г.Т. Шкиперова, Е.А. Прокопьев
Арктика: экология и экономика, 2020, №2(38), 97.
DOI: 10.25283/2223-4594-2020-2-97-108.
10. J. Luukkanen, J. Kaivo-oja, J. Vehmas, J. Panula-Ontto, L. Hayha
Sustainability, 2015, 7(11), 14488.
DOI: 10.3390/su71114488.
11. P.V. Druzhinin, N.N. Filatov, G.T. Shkiperova
IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, 2021, 937, 022024. DOI: 10.1088/1755-1315/937/2/022024.
12. В.В. Менишуткин, Н.Н. Филатов, П.В. Дружинин
Арктика: экология и экономика, 2018, №2(30), 4.
DOI: 10.25283/2223-4594-2018-2-4-17.
13. В.В. Менишуткин, Н.Н. Филатов
Водные ресурсы, 2020, 47(3), 348.
14. В.В. Менишуткин, Н.Н. Филатов
Морской гидрофизический журнал, 2021, 37(1), 113.
DOI: 10.22449/0233-7584-2021-1-113-13.
15. А.М. Брехунцов, Ю.В. Петров, О.А. Прыкова
Арктика: экология и экономика, 2020, №3(39), 34.
DOI: 10.25283/2223-4594-2020-3-34-47.
16. Н.Н. Филатов, Л.Е. Назарова, П.В. Дружинин
Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Лимнология и океанология, 2019, №9, 30. DOI: 10.17076/lim1117.
17. E.G. Toth, F. Tremblay, J.M. Housset, Y. Bergeron, C. Carcaillet
BMC Evol. Biol., 2019, 19(1), 190.
DOI: 10.1186/s12862-019-1510-4.
18. Белое море и водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов, под ред. Н.Н. Филатова, А.Ю. Тержевика, РФ, Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2007, 335 с.
19. Д.В. Магрицкий, Е.С. Повалишников, Н.Л. Фролова
Арктика и Антарктика, 2019, 3(3), 61.
DOI: 10.7256/2453-8922.2019.3.29939.
20. С.Ю. Куценко
Вестник МФЮА, 2018, №2, 200.
21. В.А. Стасенков
Вестник МГТУ, 2017, 20(2), 370.
DOI: 10.21443/1560-9278-2017-20-2-370-380.
22. В.В. Дроздов, Н.П. Смирнов, А.В. Косенко
Гидрометеорология и экология, 2012, №27, 148.
23. Н.Г. Яковлев
Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, 2009, 45(3), 383.
24. А.Г. Гранберг
Экономика Северо-Запада: проблемы и перспективы развития, 2002, №4, 3.
25. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2018 году», РФ, Москва, Минприроды России, НПП «Кадастр», 2019, 844 с.
26. Л.А. Рябова, Е.М. Ключникова
Север и рынок: формирование экономического порядка, 2018, №3, 91. DOI: 10.25702/KSC.2220-802X.3.2018.59.91-111.
27. В.Т. Курзнев, В.Д. Матвеев
Экономический рост, РФ, Санкт-Петербург, Питер, 2018, 608 с.
28. Р.А. Полуэктов, Э.И. Смоляр, В.В. Терлеев, А.Г. Топаж
Модели продукционного процесса сельскохозяйственных культур, РФ, Санкт-Петербург, СПбГУ, 2006, 396 с.
29. D.B. Botkin
Forest Dynamics: An Ecological Model, UK, Oxford, Oxford University Press, 1993, 328 pp. DOI: 10.5860/choice.31-1511.
30. I. Kozak, V.V. Menshutkin, R.Z. Klekowski
Modelowanie Elementów Krajobrazu, PL, Lublin, Towarzystwo Naukowe Katolickiego Uniwersytetu Lubelskiego, 2003, 190 pp.

English |||

Assessment of the Current State and Changes Ecological-Socio-Economic Systems of White Sea and Watershed*

Nikolai N. Filatov

RAS Corresponding Member, Professor,
Northern Water Problems Institute,
Karelian Research Center of RAS
50 Al. Nevsky Ave.,
Petrozavodsk, 185030, Republic
of Karelia, Russia
nfilatov@rambler.ru

Olga N. Bakhmet

RAS Corresponding Member,
General Director
of Karelian Research Centre, RAS
11 Pushkinskaya Str.,
Petrozavodsk, 185000, Russia
obahmet@mail.ru

Pavel V. Druzhinin

Institute of Economics, Karelian Research
Center of RAS
50 Al. Nevskogo Ave.,
Petrozavodsk, 185030, Russia
pdruzhinin@mail.ru

Vladimir V. Menshutkin

Professor,
Institute for Regional Economic Studies,
RAS
38 Serpukhovskaya Str.,
Snct Petersburg, 190013, Russia
menshutkina.n@gmail.com

Larisa E. Nazarova

Director of Northern Water Problems
Institute, Karelian Research Center of RAS
50 Al. Nevsky Ave., Petrozavodsk,
185030, Republic of Karelia, Russia
larisanazarov@yandex.ru

Abstract

The results of system studies of the environment and socio-economics of the White Sea and the catchment area (Belomorye), obtained mainly from the results of RFBR project No. 18-05-60296, as well as developments under State assignments, are presented. The changes in the economy, social sphere and the environment that have occurred during the years of reforms from 1991 to 2019 are determined. The current state of the White Sea watershed has been studied: forests, soils, hydrological features, climate changes, as well as the economy and social sphere. The state and changes of the White Sea ecosystems under possible climate warming are considered. To study the socio-ecological-economic system of the watershed, cognitive models of the White Sea have been developed, which are considered as a tool for synthesizing the heterogeneous information about a complex system. Prognostic estimates of possible changes in the complex system of the region under a different set of economic and natural conditions are obtained.

Keywords: White Sea, watershed, ecology, economics, social sphere, demography, modeling, cognitive models.

**The work was financially supported by RFBR (project 18-05-60296) and carried out within the framework of the Goszadanie to IVPS Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences “Comprehensive Studies of the White Sea and the Watershed in the Interests of the Development of the Arctic Zone of the Russian Federation (AZ RF)”.*

Acknowledgments

The authors are grateful to their colleagues for the contribution to the research: to Ph.D. V.N. Baklagin for the preparation of the database; to Ph.D. A.V. Tolstikov (NWPI KarRC RAS), Ph.D. I.A. Chernov (IAMR KarRC RAS) for jointly performed calculations on the JASMINE model; to Ph.D. A.P. Georgiev, chief hydrologists A.F. Balagansky, V.A. Karpechko, V.N. Kovalenko, N.I. Makhalskaya

(all NWPI KarRC RAS) for updating the hydrological data, as well as to senior researcher A.V. Litvinenko, M.S. Bogdanova and O.V. Derusova for preparation of cartographic materials; to Ph.D. A.A. Ilyinova, D.Sc. (Biology) B.V. Raevsky (KarRC RAS) and V.V. Tarasenko (DMSR KarRC RAS) for preparing information about the features of forests, soils and GIS; to M.V. Moroshkina, A.E. Kurilo, G.T. Shkiperova (IE KarRC RAS) for participation in the work on the division of the regional economy.

Images & Tables

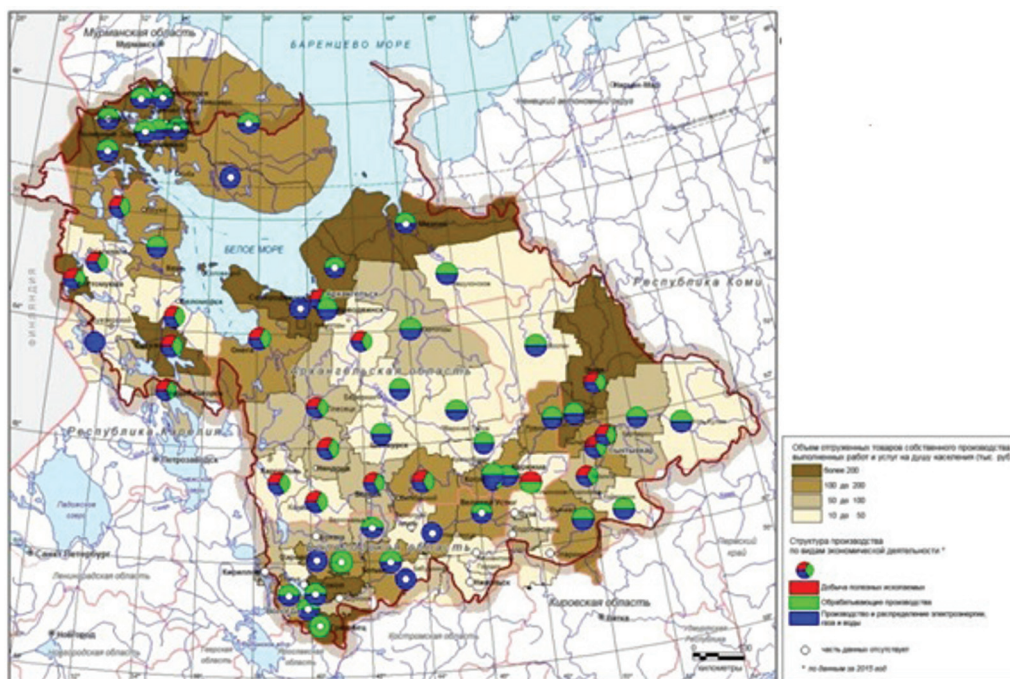


Fig. 1. Regions included in the White Sea region and the industry of the regions. Compiled by O.V. Derusova (NWPI KarRC RAS) according to the data presented by P.V. Druzhinin, M.V. Moroshkina (IE Karelian Research Center RAS); the map was developed according to the State Assignment of the IVPS Karelian Research Center RAS.

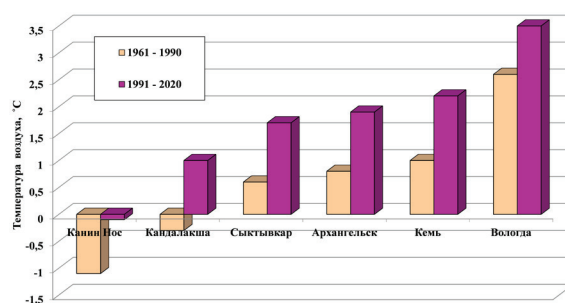


Fig. 2. Average annual air temperature according to meteorological stations for the periods 1961–1990 and 1991–2020.

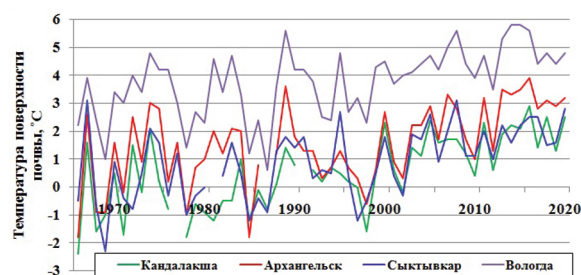


Fig. 3. Average annual soil surface temperatures in the White Sea watershed, 1966–2020, °C.

Table 1. Dynamics of the gross regional product by regions, inertial scenario, % to GRP in 1990

Region	Years		
	2020	2025	2030
Karelia Republ.	67.2	73.8	81.2
Komi Republ.	71.9	83.8	93.3
Arkhangelsk reg.	123.1	135.8	149.7
Murmansk reg.	59.3	62.9	65.8

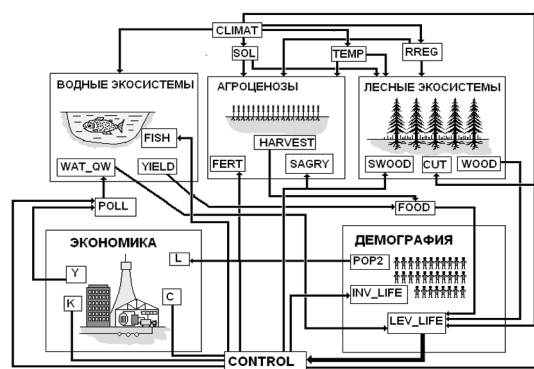


Fig. 4. General block diagram of the ecological-socio-economic model of the region (designations in the text) [14].

References

1. A.V. Krutikov, O.O. Smirnova, L.K. Bocharova
Arctic and North [Arktika i Sever], 2020, №40, 254 (in Russian).
DOI: 10.37482/issn2221-2698.2020.40.254.
2. V.N. Lazhencev
Outlines of Global Transformations: Politics, Economics, Law [Kontury globalnykh transformatsiy: politika, ekonomika, pravo], 2019, 12(5), 53 (in Russian).
DOI: 10.23932/2542-0240-2019-12-5-53-68.
3. P.V. Druzhinin, D.A. Zimin
SUJES [Vestnik SPbGU. Ekonomika], 2018, 35(3), 397 (in Russian).
DOI: 10.21638/spbu05.2019.304.
4. E.N. Smirnov
MGIMO Review of International Relations [Vestnik MGIMO-Universiteta], 2020, 13(3), 243 (in Russian).
DOI: 10.21638/spbu05.2019.304.
5. N.S. Kasimov, V.M. Kotlyakov, A.N. Chilingarov, D.M. Krasnikov, V.S. Tikunov
Ice and Snow [Led i Sneg], 2015, 55(1), 4 (in Russian).
DOI: 10.15356/2076-6734-2015-1-6-14.
6. N.N. Filatov, A.V. Tolstikov, M.S. Bogdanova, A.V. Litvinenko, V.V. Menshutkin
Arctic: Ecology and Economy [Arktika: ekologiya i ekonomika], 2014, №3(15), 18 (in Russian).
7. A.A. Ilinov, B.V. Raevsky, O.V. Chirva
Ecological Genetics [Ekologicheskaya genetika], 2020, 18(2), 185 (in Russian). DOI: 10.17816/ecogen19006.
8. A.V. Tolstikov, I.A. Chernov
Transactions of KarRC of RAS. Ser. Experimental Biology [Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN. Ser. Eksperimentalnaya biologiya], 2019, №6, 92 (in Russian). DOI: 10.17076/eb95.
9. A.E. Kurilo, P.V. Druzhinin, G.T. Shkiperova, E.A. Prokopen
Arctic: Ecology and Economy [Arktika: ekologiya i ekonomika], 2020, №2(38), 97. DOI: 10.25283/2223-4594-2020-2-97-108.
10. J. Luukkainen, J. Kaivo-oja, J. Vehmas, J. Panula-Ontto, L. Hayha
Sustainability, 2015, 7(11), 14488. DOI: 10.3390/su71114488.
11. P.V. Druzhinin, N.N. Filatov, G.T. Shkiperova
IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science, 2021, 937, 022024. DOI: 10.1088/1755-1315/937/2/022024.
12. V.V. Menshutkin, N.N. Filatov, P.V. Druzhinin
Arctic: Ecology and Economy [Arktika: ekologiya i ekonomika], 2018, №2(30), 4 (in Russian). DOI: 10.25283/2223-4594-2018-2-4-17.
13. V.V. Menshutkin, N.N. Filatov
Water Resources, 2020, 47(3), 506.
DOI: 10.1134/S0097807820030100.
14. V.V. Menshutkin, N.N. Filatov
Physical Oceanography (e-journal), 2021, 28(1), 104.
DOI: 10.22449/1573-160X-2021-1-104-121.
15. A.M. Brexunczov, Yu.V. Petrov, O.A. Prykova
Arctic: Ecology and Economy [Arktika: ekologiya i ekonomika], 2020, №3(39), 34 (in Russian). DOI: 10.25283/2223-4594-2020-3-34-47.
16. N.N. Filatov, L.E. Nazarova, P.V. Druzhinin
Transactions of KarRC of RAS. Ser. Limnology and Oceanology [Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN. Ser. Limnologia i Okeanologia], 2019, №9, 30 (in Russian) DOI: 10.17076/lim1117.
17. E.G. Toth, F. Tremblay, J.M. Housset, Y. Bergeron, C. Carcaillet
BMC Evol. Biol., 2019, 19(1), 190.
DOI: 10.1186/s12862-019-1510-4.
18. The White Sea and the watershed under the influence of climatic and anthropogenic factors [Beloe more i vodosbor pod vliyaniem klimaticheskikh i antropogennykh faktorov], Eds N.N. Filatov, A.Yu. Terzhevnik, RF, Petrozavodsk, Publ. KarRC RAS, 2007, 335 pp. (in Russian).
19. D.V. Magritsky, E.S. Povalishnikova, N.L. Frolova
Arktika i Antarktika [Arctic and Antarctic J.], 2019, 3(3), 61 (in Russian).
DOI: 10.7256/2453-8922.2019.3.29939.
20. S.Yu. Kutsenko
Herald of the Moscow University of Finances and Law [Vestnik MFYuA], 2018, №2, 200 (in Russian).
21. V.A. Stasenko
Vestnik of MSTU [Sci. J. Murmansk State Univ.], 2017, 20(2), 370 (in Russian).
DOI: 10.21443/1560-9278-2017-20-2-370-380.
22. V.V. Drozdov, N.P. Smirnov, A.V. Kosenko
Hydrometeorology and Ecology [Gidrometeorologia i ekologiya], 2012, №27, 148 (in Russian).
23. N.G. Yakovlev
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2009, 45(3), 357.
24. A.G. Granberg
Ekonomika Severo-Zapada: problemy i perspektivy razvitiya [Economy of the North-West: Problems and Development Prospects], 2002, №4, 3 (in Russian).
25. Gosudarstvenny doklad "O sostoyanii i ob ohrane okruzhayushchey sredy Rossiyskoy Federacii v 2018 godu" [State Report "On the State and Protection of the Environment of the Russian Federation in 2018"], RF, Moscow, Minprirody Rossii, NPP "Kadastr", 2019, 844 pp. (in Russian).
26. L.A. Ryabova, E.M. Klyuchnikova
Sever i rynek: formirovaniye ekonomicheskogo poriyadka [The North and the Market: Shaping the Economic Order], 2018, №3, 91 (in Russian).
DOI: 10.25702/KSC.2220-802X.3.2018.59.91-111.
27. V.T. Kurzenev, V.D. Matveenko
Ekonomichesky rost [The Economic Growth], RF, Snt Petersburg, Piter Publ., 2018, 608 pp. (in Russian).
28. R.A. Poluektov, E.I. Smolyar, V.V. Terleev, A.G. Topazh
Modeli produktsionnogo processa selskokhozyaystvennykh kultur [Models of the Production Process of Agricultural Crops], RF, Snt Petersburg, SPbSU Publ., 2006, 396 pp. (in Russian).
29. D.B. Botkin
Forest Dynamics: An Ecological Model, UK, Oxford, Oxford University Press, 1993, 328 pp.
DOI: 10.5860/choice.31-1511.
30. I. Kozak, V.V. Menshutkin, R.Z. Klekowski
Modelowanie Elementów Krajobrazu, PL, Lublin, Towarzystwo Naukowe Katolickiego Uniwersytetu Lubelskiego, 2003, 190 pp.

Реконструкция поступления и миграции ^{137}Cs и ^{90}Sr в экосистеме Баренцева моря*

Г.Г. Матишов, И.С. Усягина, Г.В. Ильин

На основе анализа данных многолетних радиоэкологических наблюдений в Баренцевом море реконструированы основные потоки миграции ^{137}Cs и ^{90}Sr в экосистеме бассейна. В современном (2010–2019) балансе техногенной радиоактивности трансграничный перенос радиоизотопов из Норвежского моря составляет более 90% от общего поступления. Большая часть поступающих радионуклидов выводится из Баренцева моря через его северные и северо-восточные границы в процессе водообмена. Показано значительное снижение их концентрации в компонентах среды и биоты в «постядерную эпоху». Оценено вовлечение ^{137}Cs и ^{90}Sr в пищевую сеть морской экосистемы в сравнении с запасом их активности в воде и донных отложениях. В биоте аккумулировано не более 0.01% от общего содержания изотопов в экосистеме.

Ключевые слова: цезий-137, стронций-90, экосистема, водный баланс, трансграничный перенос, компоненты биоты, коэффициенты распределения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-60249).

Введение

Феномен радиоактивного загрязнения Баренцева моря является частью глобального загрязнения Арктики, сложившегося в эпоху испытаний ядерного оружия и сбросов радиоактивных отходов в России и Западной Европе. Циркуляция изотопов, поступивших в природную среду в «ядерную эпоху», до настоящего времени определяет формирование современного радиационного фона в морях Северного Ледовитого океана. В конце 1990-х – начале 2000-х гг. радиоэкологические исследования в Баренцевом море были направлены, в основном, на ключевые объекты, вызывающие обеспокоенность общественности, – районы интенсивного рыбного промысла, затопления атомных подводных лодок (АПЛ «Комсомолец», «Курск», К-159), испытания атомного оружия и сброса жидких радиоактивных отходов (ЖРО) [1, 2]. В начале

XXI века происходит трансформация глобальных эмитентов загрязнения и рост значимости вторичных источников: сток крупных рек, таяние покровных ледников, дрейфующих айсбергов и паковых льдов, переотложение донных осадков, инфраструктура атомного флота и прочее. Назрела необходимость обобщения накопленных данных о радиоактивном загрязнении моря, полученных разными авторами, а также выявлении современных закономерностей перераспределения радионуклидов в экосистеме водоема.

Значимость и научная новизна работы определяются необходимостью фундаментального изучения закономерностей радиоактивного загрязнения морей Полярного бассейна в XXI веке и оценки современных угроз состоянию и функционированию морских экосистем.

Цель работы – проанализировать современное радиоэкологическое состояние Баренцева моря в период с 2010 по 2019 гг., оценить потоки ^{137}Cs и ^{90}Sr в морском бассейне и с помощью метода балансовых математических моделей оценить влияние различных источников на общую техногенную радиоактивную загрязненность акватории.

Чтобы проследить тенденции временной изменчивости загрязнения водоема, полученные результаты сравнивали с данными 1950–2009 гг.



МАТИШОВ
Геннадий Григорьевич
академик, профессор,
научный руководитель
Федерального
исследовательского центра
«Южный научный центр РАН»



УСЯГИНА
Ирина Сергеевна
Мурманский морской
биологический институт РАН



ИЛЬИН
Геннадий Васильевич
Мурманский морской
биологический институт РАН

Материалы и методы исследований

Балансовые математические модели успешно применяются при обобщении многолетних данных по распределению техногенных радионуклидов в морских и пресноводных экосистемах. Для расчета баланса радионуклидов в Баренцевом море применена общая схема морских балансовых оценок, основанная на данных водообмена, трансграничного переноса радионуклидов и данных о миграционных потоках внутри морской экосистемы. Главными элементами модели приняты атмосферный и трансокеанический приток радионуклидов из разных источников, их вынос с водными массами за пределы моря, аккумуляция взвесью и гидробионтами, сорбция донными отложениями, а также радиоактивный распад. Для оценки депонирования и миграции радионуклидов в биоте Баренцева моря использована компартментальная модель, предложенная С.В. Бердниковым [3]. Модель позволяет рассчитать перенос ^{137}Cs и ^{90}Sr из воды в разные экологические группы гидробионтов и оценить объемы депонирования радионуклидов в важнейших узлах трофической сети.

В работе использованы материалы радиоэкологических наблюдений ММБИ с 1990 г. по 2019 г. в Баренцевом море и прилегающих акваториях, а также данные литературных источников.

Баланс ^{137}Cs и ^{90}Sr в водах Баренцева моря

Основу оценки баланса радионуклидов в Баренцевом море составляет схема основных потоков поступления, переноса и выведения радионуклидов: приток радионуклидов из разных источников; вынос радионуклидов за пределы моря; перенос растворенных и взвешенных форм радионуклидов водными массами; седиментация взвешенных частиц вместе с мигрирующими на них радионуклидами; радиоактивный распад.

В оценках водного баланса Баренцева моря до настоящего времени существует неопределенность. Отмечена сезонная и межгодовая изменчивость объемов переноса вод на его границах, особенно на западной границе по разрезу мыс Нордкап (Скандинавия) – мыс Зюйдкап (Шпицберген). Наиболее полная информация о водообмене Баренцева моря с сопредельными акваториями представлена в работе В.А. Потанина [4]. Приближенный водный баланс рассчитан по скоростям течений на пограничных разрезах моря с использованием данных многолетних океанологических наблюдений (табл. 1).

Вследствие большой изменчивости расходов воды на пограничных разрезах и несинхронности периодов наблюдений не соблюдается абсолютный баланс «прихода» и «расхода» в водообмене. Однако разница между суммой прихода и расхода объема воды весьма незначительна, составляет 1.9% от общего поступления вод в Баренцево море. Рассчитанные потоки следует признать пригодными для оценки баланса радионуклидов.

Уравнение радиоизотопного баланса ^{137}Cs и ^{90}Sr в Баренцевом море может быть записано следующим образом:

$$\Delta q = q_{\text{атм}} + q_{\text{Норв}} + q_{\text{Бел}} + q_{\text{реки}} + q_{\text{ЖРО}} - q_{\text{прол}} - q_{\text{ШП-ЗФИ}} - q_{\text{ЗФИ-НЗ}} - q_{\text{расп}}, \quad (1)$$

Таблица 1. Водообмен Баренцева моря с сопредельными акваториями [4]

Приход воды		Расход воды	
Пролив	Объем, км³/год	Пролив	Объем, км³/год
Мыс Нордкап – мыс Зюйдкап	53 131	Архипелаг Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа	10 904 – 13 218
Мыс Святой Нос – мыс Канин Нос	231	Архипелаг Земля Франца-Иосифа – архипелаг Новая Земля	7 125 – 17 130
За счет поступления льда	134	Новоземельские проливы (Карские Ворота, Маточкин Шар, Югорский Шар)	19 832 – 22 205
Пресный сток	189	—	—
Суммарный приход	53 685	Суммарный расход	37 861 – 52 553

где Δq – изменение запаса радионуклидов в море, ТБк; $q_{атм}$ – активность радионуклидов, поступающих с атмосферными осадками; $q_{реки}$ – поступающих с речными водами (р. Печора, реки Кольского полуострова и Норвежского сектора водосбора); $q_{Норв}$, $q_{Бел}$ – поступающих из Норвежского моря (граница мыс Нордкап – мыс Зюйдкап) и Белого морей (граница мыс Святой Нос – мыс Канин Нос); $q_{ЖРО}$ – поступающих при сливе ЖРО; $q_{прол}$, $q_{ШП-ЗФИ}$, $q_{ЗФИ-НЗ}$ – вытекающих в смежные водоемы через Новоземельские проливы и северные границы Шпицберген – Земля Франца-Иосифа и Земля Франца-Иосифа – Новая Земля; $q_{расп}$ – поправка на радиоактивный распад радионуклида от момента его поступления в море.

Расчет потоков радионуклидов проводился по формуле:

$$q_i = A_i \cdot V_i, \quad (2)$$

где q_i – поток радионуклида, ТБк; A_i – объемная активность радионуклида в воде, Бк/м³; V_i – объем результирующего потока вод на границах моря, м³/год.

Вследствие недостатка ежегодных наблюдений годовой баланс рассчитан по данным, осредненным за десятилетний период. Отдельно приведены балансы для 1986 г. (авария на Чернобыльской АЭС) и 2011 г. (авария на АЭС «Фукусима»). Водообмен на границах Баренцева моря считали постоянным и равным его среднегодовым значениям (табл. 1). Величины

объемной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr на граничных участках Баренцева моря с 1950 по 2005 гг. получены из литературных источников [1, 2, 5, 6], в период 2005–2019 гг. – из базы данных Мурманского морского биологического института РАН (рис. 1).

Оценка поступления ^{137}Cs и ^{90}Sr в Баренцево море с речными водами основана на имеющихся данных о концентрациях радионуклидов в реках Севера европейской территории России [7–9]. При отсутствии в литературе данных измерений активности ^{137}Cs в реках его концентрации рассчитывали исходя из известного для речных вод соотношения $^{137}\text{Cs}/^{90}\text{Sr}$, составляющего 0.1 [10].

Потоки искусственных радионуклидов из атмосферы рассчитывали как произведение годового количества осадков, выпавших на площадь зеркала Баренцева моря 1438.4 тыс. км² и плотности выпадений (Бк/м²год) ^{137}Cs и ^{90}Sr [2, 8, 9, 11] с учетом того, что количество выпадающих осадков уменьшается по мере удаления от материка.

Поступление ^{137}Cs и ^{90}Sr в Баренцево море из жидких радиоактивных отходов (1959–1992) рассчитано по опубликованным данным [2]. При этом считалось, что на момент затопления активность отходов соответствует «типовой» смеси радионуклидов: 50% ^{60}Co , 25% ^{90}Sr , 25% ^{137}Cs [12].

Результаты расчетов годовых балансов ^{137}Cs и ^{90}Sr в Баренцевом море, осредненных по десятилетиям, приведены в табл. 2, 3.

Результаты расчетов показали, что поступления радионуклидов, определяющие радиоэкологическое состояние вод Баренцева моря, вызваны трансокеаническим переносом из Северной Атлантики с Нордкапским течением и атмосферными выпадениями на акваторию водоема. Наиболее высокое влияние трансграничного переноса в Баренцевом море наблюдалось в 1975 г. и в 1980 г. Это связано с максимальными сбросами радионуклидов комбината «Селлафилд» в 1970 г. (около 1200 ТБк) и в 1975 г. (5230 ТБк). Большая часть этих отходов переносится к границам моря через 4–5 лет [1]. Максимумы атмосферного выпадения ради-

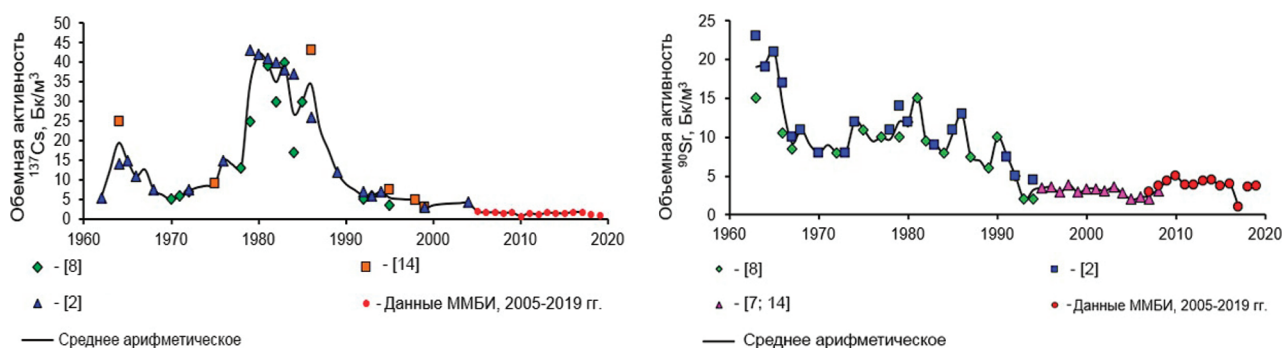


Рис. 1. Динамика удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr в водной массе Баренцева моря.

Таблица 2. Годовые балансы ^{137}Cs в Баренцевом море, 1950–2019 гг.

Годы	Приход ^{137}Cs , ТБк/год					Расход ^{137}Cs , ТБк/год				Δq
	$q_{\text{атм}}$	$q_{\text{Норв}}$	$q_{\text{Бел}}$	$q_{\text{реки}}$	$q_{\text{ЖРО}}$	$q_{\text{прол}}$	$q_{\text{ШП-ЗФИ}}$	$q_{\text{ЗФИ-НЗ}}$	$q_{\text{расп}}$	
1950–1959	160.4	—	—	—	—	—	—	—	3.6	156.8
1960–1969	298.2	944.6	3.5	0.6	12.0	311.2	168.5	150.7	21.3	291.7
1970–1979	40.4	944.6	3.5	0.6	12.0	311.2	168.5	150.7	22.7	347.7
1980–1989*	5.5	1 171.2	6.7	0.5	10.8	510.7	105.7	257.0	27.1	293.1
1986	1 010.1	1 370.8	6.7	0.5	1.1	510.7	105.7	257.0	54.3	14 615
1990–1999	1.5	229.8	2.8	0.2	0.3	107.3	51.2	83.1	5.3	-12.3
2000–2009	0.1	98.3	0.6	0.1	0	44.4	36.1	57.7	2.3	-41.4
2011	2.1	100.9	0.6	0.1	0	20.0	10.6	27.4	2.3	43.4
2010–2019*	0.2	92.4	0.3	0.1	0	37.7	10.6	27.4	2.1	15.2

* Данные для этих периодов рассчитаны без учета 1986 г. и 2011 г., соответственно.

Таблица 3. Годовые балансы ^{90}Sr в Баренцевом море, 1950–2019 гг.

Годы	Приход ^{90}Sr , ТБк/год					Расход ^{90}Sr , ТБк/год				Δq
	$q_{\text{атм}}$	$q_{\text{Норв}}$	$q_{\text{Бел}}$	$q_{\text{реки}}$	$q_{\text{ЖРО}}$	$q_{\text{прол}}$	$q_{\text{ШП-ЗФИ}}$	$q_{\text{ЗФИ-НЗ}}$	$q_{\text{расп}}$	
1950–1959	98.0	—	—	—	—	—	—	—	2.3	95.7
1960–1969	178.5	728.7	3.2	7.2	2.0	399.7	181.3	234.9	21.7	81.9
1970–1979	17.9	400.6	1.9	5.9	12.0	161.1	130.5	89.1	10.3	47.1
1980–1989*	5.1	531.3	3.2	5.0	10.8	222.1	60.3	154.2	13.1	105.9
1986	13.7	531.3	3.2	5.2	1.1	222.1	60.3	154.2	13.1	104.9
1990–1999	0.4	193.9	0.5	1.9	0.3	50.0	13.2	76.3	4.7	52.9
2000–2009	0.2	271.0	1.5	1.3	0	64.4	31.7	25.7	6.5	145.7
2011	0.2	254.0	0.3	0.7	0	64.4	31.7	25.7	6.5	127.3
2010–2019*	0.2	198.7	0.3	0.8	0	92.4	114.6	17.1	4.7	-28.8

* Данные для этих периодов рассчитаны без учета 1986 г. и 2011 г., соответственно.

онуклидов наблюдались в 1960-е гг. и 1986 г. Эти максимумы связаны с аэрозольными продуктами испытаний ядерного оружия и аварийными выбросами Чернобыльской АЭС, соответственно [2]. Поступления радиоактивности из Белого моря, с речным стоком, сливы ЖРО оказывают главным образом местное, локальное влияние на радиозологический фон в Баренцевом море.

Большая часть активности ^{137}Cs и ^{90}Sr выносятся водными массами из Баренцева моря в Карское море через Новоземельские и Северные проливы (табл. 2, 3). Однако поступление ^{137}Cs в Баренцево море с 1950-х по 1989 гг. превышало его вынос в Карское море и Северный Ледовитый океан, происходило его накопление в водоеме. С 1990 по 2011 гг. суммарный вынос радионуклида в соседние акватории стал выше, чем его поступление. Радиоактивный распад изотопа в атмосферных аэрозолях, прекращение сбросов ЖРО в море, уменьшение радиоактивного стока предприятиями «Селлафилд» (Великобритания), привело к постепенному очищению вод Баренцева моря от радиоактивного цезия. В 2011 г., несмотря на стабильность

содержания изотопа в воде и вклада (%) различных источников в общее загрязнение моря, баланс ^{137}Cs стал положительным. Наблюдаемые колебания баланса в целом незначительны. Однако это рост сопряжен с увеличением атмосферных выпадений и может быть пролонгированным эффектом аэрозольных выбросов АЭС «Фукусима» на акватории Баренцева, Норвежского и Северного морей (табл. 1).

Закономерности многолетнего перераспределения ^{90}Sr и ^{137}Cs в Баренцевом море отличаются вследствие различий их геохимических свойств. С 1950-х по 2011 гг. ^{90}Sr , менее, чем ^{137}Cs , поглощаемый взвесью и донным осадком, накапливался в водной массе. К 2019 г. вынос радионуклида в соседние акватории стал больше, чем его поступление в море.

При этом максимальный расходный поток направлен из Баренцева моря в Северный Ледовитый океан через границу Шпицберген – Земля Франца-Иосифа. В этом секторе моря на перенос и перераспределение ^{90}Sr может влиять движение и таяние полей дрейфующего льда.

С 1950 по 2019 гг. в Баренцево море поступило ^{137}Cs около $38.5 \cdot 10^3$ ТБк, а выведено $26.7 \cdot 10^3$ ТБк (69.3%). Радиоизотопов ^{90}Sr в море поступило $26.9 \cdot 10^3$ ТБк, выведено $21.1 \cdot 10^3$ ТБк (78.4%).

Роль потоков взвешенного вещества в балансе ^{137}Cs и ^{90}Sr в Баренцевом море

Потоки ^{137}Cs и ^{90}Sr , адсорбированных на взвеси в пределах водных границ Баренцева моря, были рассчитаны с учетом концентраций взвеси, объема потоков воды, коэффициентов распределения (K_d) для ^{137}Cs и ^{90}Sr , удельной активности ^{137}Cs и ^{90}Sr в поверхностных водах.

Коэффициенты распределения (K_d) ^{137}Cs и ^{90}Sr между взвесью и морской водой были получены нами при специальных натурных наблюдениях с помощью седиментационных ловушек и в экспериментах. K_d цезия-137 для морской воды (34‰) составляет 1 Бк/м³, а для пресной воды (речной сток) – 0.02 Бк/м³. K_d

стронция-90 составил 4 для морской воды и 348 – для пресной воды [15].

С помощью полученных коэффициентов были рассчитаны примерные удельные активности ^{137}Cs и ^{90}Sr во взвеси на границах Баренцева моря за период с 1960 по 2019 гг. Годовые балансы потоков этих радионуклидов, адсорбированных взвешенным веществом, в Баренцевом море рассчитывались в соответствии с данными о водообмене Баренцева моря как разница между количеством изотопов, поступивших в море и выведенных из него на сопредельных границах.

Результаты расчетов показали, что таковые балансы положительны. Но в целом вклад поступления ^{137}Cs и ^{90}Sr со взвесью в среднегодовые потоки радионуклидов незначителен (табл. 5). Взвесь, содержащая ^{137}Cs и ^{90}Sr , аккумулируется преимущественно в поверхностном слое донных отложений, создавая со временем вторичный источник загрязнения.

Депонирование радионуклидов в донных отложениях

Расчет объемов депонирования ^{137}Cs и ^{90}Sr в поверхностном слое донных отложений производился на основе средней скорости осадконакопления – $0.4 \cdot 10^{-3}$ м/год, средней плотности грунтов – 1500 кг/м³ [16], средней арифметической наблюдаемой удельной активности радионуклидов в осадках. Рассчитанные среднегодовые концентрации ^{137}Cs в донных отложениях согласуются с данными экспедиционных наблюдений (рис. 2) и подтверждают высокую селективность грунтов Баренцева моря к ^{137}Cs и низкую сорбционную способность в отношении ^{90}Sr при небольшом разбросе значений. Измеренные концен-

Таблица 4. Потоки взвеси на границах Баренцева моря [13, 14]

Элементы среднегодовых балансов	Объем воды, тыс. км ³ /год	Концентрация взвеси, мг/л	Потоки взвеси, млн т/год
Поступление через границу мыс Нордкап – мыс Зюйдкап	53.131	0.5	26.6
Поступление через границу мыс Святой Нос – мыс Канин Нос	0.231	0.6	0.1
Речной транспорт	0.189	1.0	0.2
Сток через Новоземельские проливы	22.205	0.4	-8.9
Сток через границу архипелаг Шпицберген – архипелаг Земля Франца-Иосифа	13.218	0.1	-1.3
Сток через границу архипелаг Земля Франца-Иосифа – архипелаг Новая Земля	17.130	0.1	-1.7

Таблица 5. Годовые балансы радионуклидов, адсорбированных на поверхности взвешенного вещества, ТБк/год

Годы	$q_{\text{Норв}}$	$q_{\text{Бел}}$	$q_{\text{реки}}$	$q_{\text{прол}}$	$q_{\text{Шл-ЗФИ}}$	$q_{\text{ЗФИ-НЗ}}$	Δq
^{137}Cs							
1960–1969	1.3	0.1	0.01	0.4	0.1	0.1	0.8
1970–1979	1.9	0.01	0.01	0.5	0.1	0.1	1.3
1980–1989	2.3	0.01	0.02	0.8	0.04	0.1	1.4
1986*	2.3	0.01	0.02	0.8	0.04	0.1	1.4
1990–1999	0.5	0.004	0.01	0.2	0.02	0.03	0.2
2000–2009	0.2	0.002	0.001	0.1	0.01	0.02	0.1
2011*	0.2	0.0005	0.001	0.03	0.004	0.01	0.1
2010–2019	0.2	0.0007	0.001	0.06	0.004	0.01	0.1
^{90}Sr							
1960–1969	0.4	7.6E-06	2.3E-03	6.4E-04	7.2E-05	9.4E-05	0.4
1970–1979	0.2	4.5E-06	1.9E-03	2.6E-04	5.2E-05	3.6E-05	0.2
1980–1989	0.3	7.8E-06	1.6E-03	3.6E-04	2.4E-05	6.2E-05	0.3
1986*	0.3	7.8E-06	1.6E-03	3.6E-04	2.4E-05	6.2E-05	0.3
1990–1999	0.1	1.1E-06	5.9E-04	8.0E-05	5.3E-06	3.1E-05	0.1
2000–2009	0.1	3.6E-06	3.4E-04	1.0E-04	1.3E-05	1.0E-05	0.1
2011*	0.1	0.7E-06	2.2E-04	1.0E-04	1.3E-05	1.0E-05	0.1
2010–2019	0.1	0.7E-06	2.3E-04	1.5E-04	4.6E-05	6.9E-06	0.1

* Данные для этих периодов рассчитаны без учета 1986 г. и 2011 г., соответственно.

трации ^{90}Sr в донных отложениях хорошо согласуются с расчетными величинами. Низкая сорбционная емкость донных отложений к ^{90}Sr препятствует его миграции из водной толщи в отложения. Общий запас ^{137}Cs и ^{90}Sr , накопленный в донных отложениях с 1962 по 2019 гг., составляет 458.2 и 75.1 ТБк, соответственно.

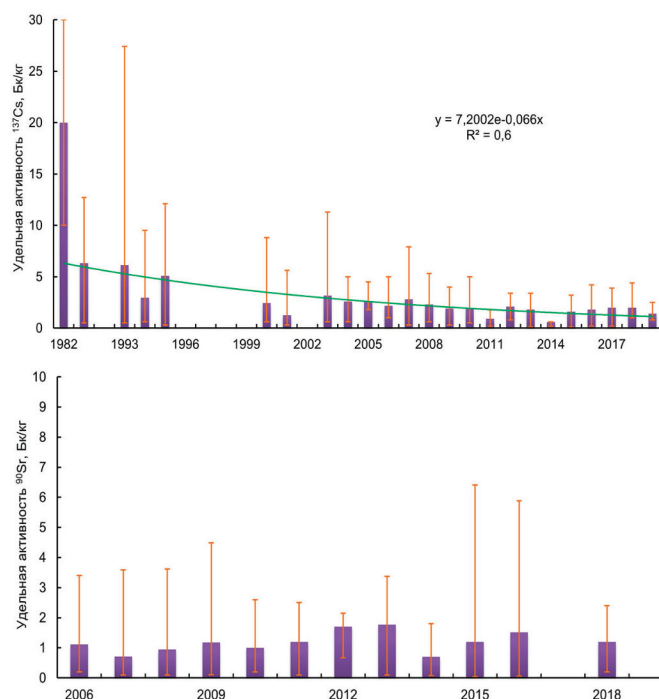


Рис. 2. Удельная активность ^{137}Cs и ^{90}Sr в донных отложениях Баренцева моря.

Оценки концентраций радионуклидов в гидробионтах Баренцева моря

Концентрации радионуклидов в гидробионтах Баренцева моря рассчитаны с помощью математической модели миграции радионуклидов по пищевым цепям морских экосистем с учетом биологических и экологических особенностей гидробионтов [3]. Расчет проводился для экосистемы открытой части Баренцева моря. Главные каналы переноса радионуклидов по пелагической пищевой цепи: морская вода—фитопланктон—зоопланктон—рыбы-планктофаги—хищные рыбы; по донной пищевой цепи: морская вода—донные отложения—зообентос—рыбы-бентофаги—хищные рыбы.

Входящими параметрами модели приняты среднегодовая концентрация радионуклида в водах Баренцева моря, коэффициент поглощения радионуклида фитопланктоном (детритом) [15], коэффициент по-

глощения радионуклида донными отложениями (данные ММБИ РАН и [15]), размерно-массовые характеристики гидробионтов и их рацион. Учитывались также особенности поглощения и удерживания радионуклидов различными группами организмов [17]. Качество модели проверяли сравнением расчетных данных с данными многолетних наблюдений ММБИ с 1990-х гг. по настоящее время. Данные наблюдений хорошо согласуются с расчетными значениями.

Описание модели

Среднее содержание радионуклидов в организмах определенного трофического уровня зависит от поступления радионуклидов с пищей (алиментарное потребление) и непосредственно из среды обитания (парентеральное потребление), а также от выведения из организмов. Под средним содержанием понимается средневзвешенное значение по числу особей разных возрастных стадий с учетом их средневозрастного веса. Динамические уравнения для средних концентраций имеют вид (3):

$$\begin{aligned} dx_i/dt = & \beta_i \cdot \sum_j (C_{ij}/B_i) \cdot x_j - (P_i/B_i) \cdot x_i + \\ & + \eta_i \cdot (x_0) - \gamma_i \cdot x_i \end{aligned} \quad (3)$$

$$\eta_i(x_0) = \eta \cdot x_0 \cdot R_i/B_i, i=1...N, j \in I_i,$$

где B_i – биомасса i -го вида, кДж/м²; C_i – рацион, кДж/м²·год; R_i – дыхание, кДж/м²·год; P_i – продукция, кДж/м²·год; I_i – спектр питания (список видов, которыми данный вид питается); C_{ij} – частный рацион ($\sum_j C_{ij} = C_i$); x_i – средняя концентрация радионуклида в организмах i -го вида, Бк/кг; x_0 – концентрация радионуклида в среде, Бк/м³; β_i – коэффициент извлечения радионуклида из пищи ($\beta_i \leq 1$); $\eta_i(x_0)$ – скорость потребления из среды на единицу биомассы, Бк/кДж·год; γ_i – интенсивность выведения радионуклидов из организмов в среду, год⁻¹.

Парентеральное потребление радионуклида (η_i) линейно зависит от его содержания в среде и пропорционально удельной интенсивности дыхания (R_i/B_i) [17]. Видовые вариации η_i связаны с изменением отношения R_i/B_i , а тип радионуклида определяется коэффициентом η , не зависящим от трофической принадлежности гидробионтов.

Скорость выведения радионуклидов из организмов (γ_i) определяется относительной интенсивностью метаболизма. С учетом известных соотношений между рационом, ассимиляцией, тратами на обмен и продукцией [18] модель (3) можно записать в следующей форме:

$$dx_i/dt = [x_i^* \cdot (P_i + R_i)/B_i + \eta \cdot x_0 \cdot R_i/B_i] - (P_i/B_i + \gamma_i) \cdot x_i, \quad (4)$$

$$x_i^* = \sum_j \alpha_{ij} \cdot x_j.$$

Здесь x_i^* – средневзвешенная по спектру питания концентрация радионуклида в пище; α_{ij} – коэффициент ассимиляции потребленной энергии.

Для расчетов принято, что параметры β_i совпадают с коэффициентами KI_i , характеризующими степень ассимиляции потребленной энергии α_{ij} . Следуя работе [19], предполагаем, что скорость экскреции (γ , год⁻¹) связана функциональными зависимостями с характерными параметрами гидробионтов – длиной (L , см) и массой (M , г) гидробионтов:

$$\gamma = a_1 \cdot L^{-0.75}, \quad (5a)$$

$$\gamma = a_2 \cdot M^{-0.25}. \quad (5b)$$

Параметры a_1 и a_2 зависят от рассматриваемого элемента и трофической ниши гидробионтов.

Оценку параметра γ можно получить из соотношения (6):

$$\gamma \approx (-\ln 0.5)/T, \quad (6)$$

где T – период полувыведения радионуклида из организма.

При расчетах по предложенной модели нами были приняты следующие входящие параметры. Для воды взяты средние по Баренцеву морю годовые объемные активности ¹³⁷Cs и ⁹⁰Sr. Для фитопланктона концентрации радионуклидов рассчитаны с использованием опубликованных в литературе значений концентрационного фактора (CF) для фитопланктона $CF(^{137}\text{Cs})=100$, $CF(^{90}\text{Sr})=10$. Концентрации радионуклидов в детрите рассчитаны с использованием опубликованных в литературе значений коэффициента распределения (Kd) для донных отложений $Kd(^{137}\text{Cs})=2000$, $Kd(^{90}\text{Sr})=200$.

Для зоопланктона за основу были приняты продукционные характеристики ракообразных. Расчет проводился по формуле (4) в предположении, что концентрация радионуклида быстро достигает насыщения $dx_z/dt=0$. Для расчета удельной скорости выведения радионуклидов из организмов использована формула (5a) при вариациях параметра a_i в интервале 50–120, что соответствует периоду полувыведения 2–4 суток.

Средняя для Баренцева моря удельная годовая продукция разноразмерных групп планктона (от 1.0 мм до 10.0 мм) равна 2.7 год^{-1} [20]. Предполагалось, что за счет питания зоопланктон накапливает до 75% радионуклида [17]. Для оценки затрат на дыхание использовано соотношение $K2=P/(P+R)$, где $K2=0.26$ [18].

Расчет накопления радионуклидов в рыбах-планктофагах выполнен по основным массовым пелагическим рыбам – мойве, сайке, морском окуне рода *Sebastes* и атлантической сельди. Принято, что сайка, мойва и сельдь потребляют исключительно зоопланктон, а рацион окулей распределяется в равных долях между зоопланктоном, мелкими рыбами и зообентосом. Для расчета накопления радионуклидов в рыбах-бентофагах в качестве основных объектов были выбраны популяции морской камбалы, зубаток рода *Anarhichas* и пикши. При расчете накопления радионуклидов в хищных рыбах рассматривались популяции атлантической трески, черного палтуса и сайды. Входящими параметрами модели были приняты среднесезонные значения длины (L) и массы (M) рыб. При моделировании переноса радионуклидов по пищевой сети учитывали спектр питания рыб [21, 22].

Расчет накопления радионуклидов в зообентосе сделан для двух групп бентосных организмов – ракообразных и иглокожих, преобладающих по биомассе [23]. Использован стандартный подход расчета энергетических характеристик на основе характерного веса особей и коэффициента $K2=0.26$. Оценка скорости выведения сделана по формуле (5b) для двух уровней метаболизма. Средняя концентрация в пище принята равной концентрации радионуклидов в донных отложениях (детрите) Баренцева моря [15].

Реконструкция содержания ^{137}Cs в гидробионтах

Многолетние исследования в Баренцевом море показали, что общую техногенную радиоактивность составляет в основном ^{137}Cs . В тех или иных количествах ^{137}Cs присутствует во всех видах биоты Баренцева моря. Всасывание, накопление в тканях,

выведение нуклида определяется его физико-химическими характеристиками. Независимо от пути поступления всасывание растворимых форм нуклида достигает практически 100%. В обмене ^{137}Cs много общего с обменом калия. В основном он накапливается в мышечной ткани (80%), скелете (10%) и 10% относительно равномерно распределяются в других тканях [17].

Планктон. Измерение проб сетевого планктона, отобранных в экспедиции ММБИ на НИС «Дальние Зеленцы», выявило удельную активность ^{137}Cs от 0.09 до 0.36 Бк/кг сырой массы. Данные наблюдений не расходятся с рассчитанными в зоопланктоне с помощью моделирования уровнями активности.

Рыбы. Работы Мурманского морского биологического института в 1993–1994 гг. позволили определить удельную активность ^{137}Cs в баренцевоморской треске, составляющую, в среднем, 0.7 Бк/кг сырой массы. По данным наблюдений авторов, в 2000-е годы максимальные уровни накопления радиоактивного цезия были отмечены в мышцах особой золотистой окуни, минимальные – в мышцах трески и пикши. Расчетные данные и данные наблюдений показывают увеличение активности ^{137}Cs в 1970-е и 1980-е гг., обусловленное максимумами сбросов западноевропейских радиохимических заводов (рис. 3).

Повышенные уровни характерны для бентофагов и хищных рыб, накопление ^{137}Cs которыми зависит не только от содержания радионуклида в воде и в пищевых объектах, но и от его концентрации в донных отложениях.

Зообентос. Сравнение расчетных концентраций ^{137}Cs в зообентосе с данными наблюдений в 1962–2009 гг. выявило высокую степень сходства (рис. 4). Полихеты отличаются аномально высокими уровнями накопления ^{137}Cs , выше расчетных результатов [1]. Данные 2010–2019 гг. показали низкую

удельную активность ^{137}Cs , часто ниже минимально детектируемой анализатором ($\text{МДА} < 0.2 \text{ Бк/кг}$).

В целом результаты модельных расчетов хорошо согласуются с данными натурных наблюдений. В диапазоне рассчитанных значений по ^{137}Cs попадают 66.7% данных наблюдений радионуклида в рыбах-планктофагах, 89.5% в рыбах-бентофагах, 95.7% в хищных рыбах и 73.7% в организмах зообентоса.

Реконструкция содержания ^{90}Sr в гидробионтах Баренцева моря

Особенность биогеохимической миграции ^{90}Sr состоит во включении этого элемента в минерализованные ткани, богатые кальцием. Преимущественно ^{90}Sr накапливается в костях рыб, раковинах моллюсков, панцире ракообразных, скелетах иглокожих. Избирательно накапливаясь в костной ткани, ^{90}Sr обуславливает реализацию отдаленных последствий ионизирующего облучения.

Сравнение многолетних данных ММБИ по загрязнению биоты Баренцева моря ^{90}Sr с результатами моделирования проведено для организмов разных трофических уровней. В диапазон рассчитанных значений по ^{90}Sr попадают 38.5% данных наблюдений радионуклида в рыбах-планктофагах, 71.4% в рыбах-бентофагах, 82.4% в хищных рыбах и 20% в организмах зообентоса.

Планктон. Данных об удельной активности ^{90}Sr в планктоне Баренцева моря до 2000-х гг. нет. Сравнение с модельными расчетами приведено только для периода 2000–2009 гг. Содержание ^{90}Sr в зоопланктоне в 2005 г. составляло $0.3 \pm 0.4 \text{ Бк/кг}$, что согласуется с расчетными величинами.

Рыбы. Архивные материалы многолетних наблюдений ВРПО «Севрыба» в 1977–1987 гг., позволяют проанализировать динамику содержания ^{90}Sr в скелете морских рыб. По этим данным его содержание в костной ткани трески варь-

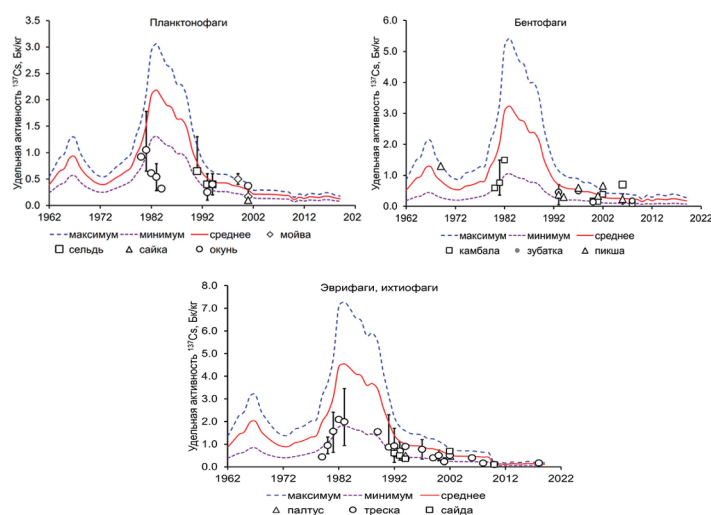


Рис. 3. Рассчитанная удельная активность ^{137}Cs в мышечной ткани рыб разных трофических уровней. Дискретными точками показаны данные наблюдений. Линиями показаны результаты модельных расчетов: максимум – при низкой скорости его выведения из организма; минимум – при высокой скорости выведения; среднее – средняя концентрация радионуклида в организмах.

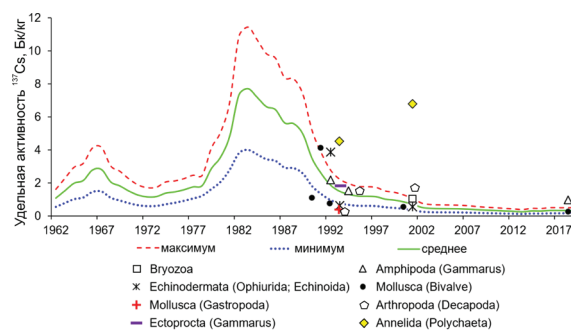


Рис. 4. Рассчитанные удельные активности ^{137}Cs в организмах зообентоса. Дискретными точками показаны данные наблюдений. Линиями показаны результаты модельных расчетов: максимум – при низкой скорости его выведения из организма; минимум – при высокой скорости выведения; среднее – средняя удельная активность радионуклида в организмах.

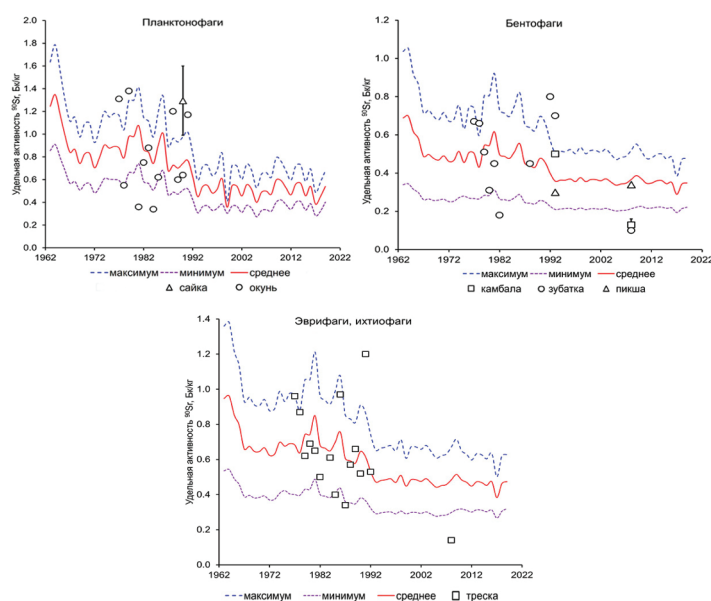


Рис. 5. Рассчитанные удельные активности ^{90}Sr в костной ткани рыб разных трофических уровней. Дискретными точками показаны данные наблюдений. Линиями показаны результаты модельных расчетов: максимум – при низкой скорости его выведения из организма; минимум – при высокой скорости выведения; среднее – средняя концентрация радионуклида в организмах.

ровало в пределах 0.1–1.8, зубатки – 0.2–0.8, окуня – 0.3–1.4 Бк/кг сырой массы.

Анализ архивных данных ММБИ, полученных в 1990-е – 2000-е годы, показал, что активность ^{90}Sr в мышцах и костях рыб Баренцева моря указанных объектах снизилась до 0.1–0.3 Бк/кг. Более высокая активность ^{90}Sr характерна для трески, наименьшая – для зубатки (рис. 5). Выявлено сходство рассчитанных и измеренных величин для этого периода.

Зообентос. Массив данных по концентрации ^{90}Sr в организмах зообентоса открытых частей Баренцева моря недостаточен. Для сравнения частично использовали материал, полученный в районе аварии на АПЛ «Комсомолец». В основной массе донных организмов, отобранных в этом районе, наблюдались повышенные концентрации ^{90}Sr [24]. Видимо, вследствие этого расчетные концентрации ^{90}Sr в зообентосе оказываются ниже данных этих локальных наблюдений. Локальное загрязнение не позволило считать валидацию результатов успешной, так как наши расчеты были выполнены для обобщенной открытой части моря.

В настоящее время вследствие снижения концентраций радионуклида в море проведение измерений удельной активности ^{90}Sr в бентосных гидробионтах весьма затруднено из-за необходимости отбирать большой объем пробы.

Динамика содержания радионуклидов в основных компонентах экосистемы

Сравнительный анализ данных многолетних наблюдений радиоактивного загрязнения биоты и реконструированные уровни накопления изотопов в гидробионтах позволяют охарактеризовать их как очень близкие. Это послужило основанием для использования реконструированных значений при вычислении запасов радионуклидов в компонентах пищевой сети с 1960-х гг. по 2019 г. Для расчета запасов радионуклидов в биоте в период 1962–2019 гг. использовали средние многолетние годовые биомассы гидробионтов, принятые постоянными (млн т): фитопланктон ~3.6–6.6; зоопланктон 1.8–20.3; промысловые рыбы 2.7–24.6 и зообентос 79–166 [20, 25]. Расчеты содержания радионуклидов в биомассе живых организмов показали, что из воды вовлекается в пищевую сеть Баренцева моря менее 0.01% радионуклидов ^{137}Cs и ^{90}Sr .

Основное количество ^{137}Cs и ^{90}Sr (% от общего содержания в биоте) аккумулируется в биомассе зоопланктона и бентоса. Эти группы животных обитают на границах раздела сред воздух–вода, вода–дно и эффективно извлекают радионукли-

ды из среды. В 1986 г., после аварии на Чернобыльской АЭС, содержание ^{137}Cs и ^{90}Sr в среде и биоте значительно увеличилось. В этом случае большое значение в процессе поглощения радионуклидов гидробионтами имела величина активности изотопов в воде. Полагают, что при высокой радиоактивности воды в накоплении радионуклидов гидробионтами преобладает адсорбция. При низкой активности морской среды основную роль в загрязнении организмов играют трофические связи [17].

С 1990-х гг. наблюдается перераспределение активности ^{137}Cs между компонентами экосистемы: уменьшается количество радионуклида в воде и биоте и возрастает в донных отложениях (табл. 6).

Распределение ^{90}Sr в море в первую очередь определяется процессами циркуляции и перемешивания водных масс, однако биогенные процессы также имеют значение, так как наряду с кальцием стронций входит в скелет и раковины многих живых организмов. Этот фактор приводит к изменчивости содержания радионуклида в компонентах экосистемы Баренцева моря. Локальное повышение содержания ^{90}Sr в гидробионтах Баренцева моря наблюдалось сравнительно короткое время (1980-е гг.) в период максимума сбросов западноевропейских радиохимических заводов. Полученные результаты хорошо согласуются с данными распределения ^{90}Sr в океане [1, 2, 5.]

Заключение

Результатом моделирования радиоэкологической ситуации в Баренцевом море стала реконструкция динамики загрязнения ^{137}Cs и ^{90}Sr основных компонентов морской экосистемы, в том числе компонентов, которые редко наблюдаются при экспедиционных исследованиях, – планктон, взвешенное вещество, некоторые группы гид-

Таблица 6. Распределение активности ^{137}Cs и ^{90}Sr в компонентах экосистемы Баренцева моря (% от общего содержания)

Компоненты экосистемы	1950-е	1960-е	1970-е	1980-е*	1986	1990-е	2000-е	2011	2010-е*
^{137}Cs									
Вода	100	98.0	97.6	96.6	98.1	96.1	95.8	99.9	95.5
Взвеси	—	0.2	0.3	0.3	0.1	0.3	0.3	0.0	0.4
Донные отложения	—	1.8	2.1	3.1	1.7	3.6	3.9	0.1	4.2
Биота	—	0.009	0.005	0.009	0.073	0.002	0.001	0.006	0.001
^{90}Sr									
Вода	100	98.4	97.9	98.0	97.4	98.0	98.4	99.8	98.4
Взвеси	—	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
Донные отложения	—	1.3	1.8	1.8	2.1	1.7	1.4	0.0	1.4
Биота	—	0.010	0.006	0.009	0.299	0.002	0.001	0.001	0.001

* Данные для этих периодов рассчитаны без учета 1986 г. и 2011 г., соответственно.

робионтов. Результаты моделирования показали хорошую сходимость с данными экспедиционных наблюдений в открытом море (рис. 2–4). С началом развития атомного оружия и атомной энергетики доминирующими потоками изотопов, определяющими их поступление в водоем, стали атмосферный перенос (в 1950–1960 гг. и 1986 г.) и адвекция с течениями через западные границы моря (1970–2019). В современном балансе (2010–2019) трансграничный перенос ^{137}Cs и ^{90}Sr из Норвежского моря составляет более 90% от их общего поступления. Большая часть поступивших радионуклидов выводится из Баренцева моря через его северные и северо-восточные водные границы. С конца 1990-х гг. в бассейне

удерживается относительное равновесие баланса радионуклидов, варьирующее из-за неравномерности притока североатлантических вод в Баренцево море (табл. 2).

Подавляющая часть радиоизотопов циркулирует в водной массе Баренцева моря, однако можно отметить тенденцию слабого роста потока ^{137}Cs в донные отложения (табл. 6), что может быть связано с их аккумулярующей ролью в морской среде. В динамике потока ^{90}Sr такой тенденции не наблюдается, по-видимому, из-за его слабой способности сорбироваться минеральными субстанциями.

Для многолетней изменчивости потоков ^{137}Cs и ^{90}Sr в биоте характерно относительно быстрое снижение их интенсивности во всех компонентах после максимальной нагрузки экосистемы, вызванной выпадением продуктов ядерных взрывов (в 1960-х гг.) и аварии Чернобыльской АЭС (1986). Вовлечение ^{137}Cs и ^{90}Sr в морскую пищевую сеть составляет около 0.01% от общего содержания изотопов в экосистеме.

Литература

1. Д.Г. Матишов, Г.Г. Матишов
Радиационная экологическая океанология, РФ, Апатиты, КНЦ РАН, 2001, 417 с.
2. Ю.В. Сивинцев, С.М. Вакуловский, А.П. Васильев, В.Л. Высоцкий, А.Т. Губин, В.А. Данилян, В.И. Кобзев, И.И. Крышев, С.А. Лавковский, В.А. Мазокин, А.И. Никитин, О.И. Петров, Б.Г. Пологих, Ю.И. Скорик
Техногенные радионуклиды в морях, омывающих Россию, РФ, Москва, ИздАТ, 2005, 624 с.
3. С.В. Бердников
Дис. докт. геогр. наук, Мурманский морской биологический ин-т КНЦ РАН, РФ, Мурманск, 2004, 320 с.
4. В.А. Потанин, В.И. Турчанинов, Т.А. Эрштадт, В.В. Терещенко
В Сб. докл. научно-практ. конф. по методам промыслового прогнозирования, РФ, Мурманск, 1983, с. 84.
5. R.A. Aliev, V.A. Bobrov, St. N. Kalmykov, M.S. Melgunov, I.E. Vlasova, V.P. Shevchenko, A.N. Novigatsky, A.P. Lisitzin, J. Radioanal. Nucl. Chem, 2007, 274(2), 315.
DOI: 10.1007/s10967-007-1117-x.
6. C. Wedekind, H. Gabriel, I. Goroncy, G. Framcke, H. Kautsky
J. Environ. Radioactiv. 1997, 35(2), 173.
DOI: 10.1016/S0265-931X(96)00049-5.
7. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 1994 г., Ежегодник, под ред. С.М. Вакуловского, РФ, Обнинск, НПО "Тайфун", 1995, 60 с.
8. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2010 г., Ежегодник, под ред. С.М. Вакуловского, РФ, Обнинск, НПО "Тайфун", 2011, 282 с.
(https://www.rpatyphoon.ru/upload/medialibrary/d19/ezhegodnik_ro_2010.pdf).
9. Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2018 г., Ежегодник, под общ. ред. В.М. Шершакова и др., РФ, Обнинск, НПО "Тайфун", 2019, 324 с.
(https://www.rpatyphoon.ru/upload/medialibrary/653/ezhegodnik_ro_2018.pdf).
10. Л.П. Бочков, С.М. Вакуловский, А.И. Никитин, Э.Г. Тертышник, В.Б. Чумичев
Метеорология и гидрология, 1983, 8, 79.

11. **Y. Gao, H. Drange, M. Bentsen & O. Johannessen**
J. Environ. Radioactiv., 2004, **71**(1), 1.
DOI: 10.1016/S0265-931X(03)00108-5.
12. **Н.И. Кваша, С.А. Лавковский, В.И. Кобзев, В.Н. Садовников, А.Б. Плесков, В.Н. Лысцов, С.М. Вакуловский, В.Н. Вавилкин, О.И. Петров**
Рос. хим. ж. (Ж. Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева), 2001, **XLV**(5-6), 142. (<http://www.chem.msu.su/rus/jvho/2001-5-6/142.pdf>).
13. **Н.А. Айбулатов**
Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики, РФ, Москва, ГЕОС, 2000, 307 с.
14. **М.В. Герасимова**
Автореф. дис. канд. геогр. наук, Мурманский морской биологический ин-т КНЦ РАН, РФ, Мурманск, 2004, 22 с.
15. *Sediment Distribution Coefficients and Concentration Factors for Biota in the Marine Environment, Technical Report Series*, **422**, AT, Vienna, International Atomic Energy Agency, 2004, 95 pp.
16. **Г.Г. Матишов**
В Жизнь и условия ее существования в бентали Баренцева моря, СССР, Апатиты, ММБИ АН СССР, 1986, с. 5–26.
17. **Г.Г. Поликарпов, В.Н. Егоров**
Морская динамическая радиохимическая экология, СССР, Москва, Энергоатомиздат, 1986, 176 с.
18. **А.Ф. Флимов**
Введение в продукционную гидробиологию, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1989, 152 с.
19. **S.E. Jorgensen**
Ecological Modelling, **6**, 1979, 199.
20. **М.А. Новиков**
Водные ресурсы, 2008, **35**(2), 223.
21. *ICES. 2006. Report of the Arctic Fisheries Working Group (Denmark, Copenhagen, 19-28 April 2006)*, DK, Copenhagen, ICES, 2006, 594 pp.
22. *Кормовые ресурсы и пищевые взаимоотношения рыб Северной Атлантики: Сб. науч. тр. под общ. ред. Т.С. Расс, С.С. Дробышевой*, СССР, Мурманск, Изд. ПИНРО, 1990, 228 с.
23. *Современный бентос Баренцева и Карского морей*, под ред. Г.Г. Матишова, РФ, Апатиты, Изд. КНЦ РАН, 2000, 486 с.
24. **А.Н. Кузнецов, П. Дандо, И.Н. Шмелев, С.Г. Денисенко, Б.В. Ефимов, А.М. Демидов, В.М. Шубко**
Изв. РАН. Сер. Биол., 1995, №4, 467.
25. *Состояние биологических сырьевых ресурсов Баренцева моря и Северной Атлантики на 2005 г.*, РФ, Мурманск, ПИНРО, 2005, 99 с.

English |||

Reconstruction of the Arrival and Migration of ^{137}Cs and ^{90}Sr in the Ecosystem of the Barents Sea*

Gennady G. Matishov
RAS Academician, Professor,
Scientific Director of Federal Research
Centre "Southern Scientific Centre", RAS
41 Chekhov Ave.,
Rostov-on-Don, 344006, Russia
matishov ssc-ras@ssc-ras.ru

Irina S. Usyagina
Murmansk Marine Biological Institute,
RAS
17 Vladimirskaya Str.,
Murmansk, 183010, Russia
usyagina@mmbi.info

Gennady V. Ilyin
Murmansk Marine Biological Institute,
RAS
17 Vladimirskaya Str.,
Murmansk, 183010, Russia
ilyin@mmbi.info

Abstract

Based on the analysis of data from long-term radioecological observations in the Barents Sea, the main migration flows of ^{137}Cs and ^{90}Sr in its ecosystem have been reconstructed. In the current (2010–2019) balance of technogenic radioactivity, the transboundary transfer of radioisotopes from the Norwegian Sea accounts for more than 90% of the total intake. Most of the incoming radionuclides are removed from the Barents Sea through its northern and northeastern borders in the process of water exchange. A significant decrease in the concentrations of radionuclides in the components of the environment and biota in the “post-nuclear era” is shown. The content of ^{137}Cs and ^{90}Sr in the food web of the marine ecosystem was estimated in comparison with the reserve of their activity in water and bottom sediments. The biotas accumulate no more than 0.01% of the total isotope content in the ecosystem.

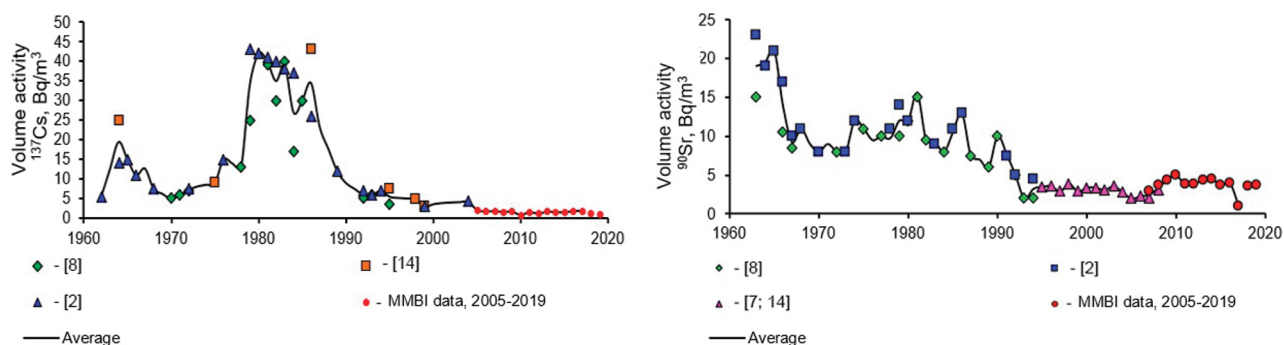
Keywords: Caesium-137, Strontium-90, ecosystem, water balance, transboundary transport, biota components, distribution coefficients.

**The work was financially supported by RFBR (project 18-05-60249).*

Images & Tables

Table 1. Water exchange of the Barents Sea with adjacent water areas [5, 6]

Water arrival		Water expenditure	
Strait	Volume, km ³ /year	Strait	Volume, km ³ /year
Cape Northkappe – cape Southkappe	53 131	Svalbard – Franz Josef Land	10 904 – 13 218
Cape Svyatoy Nos – cape Kanin Nos	231	Franz Josef Land – Novaya Zemlya	7 125 – 17 130
Due to the arrival of ice	134	Novaya Zemlya Straits (Kara Gate, Matochkin Char, Yugorsky Char)	19 832 – 22 205
Fresh runoff	189	—	—
Total arrival	53 685	Total consumption	37 861 – 52 553

**Fig. 1.** Dynamics of specific activity of ^{137}Cs and ^{90}Sr in the water mass of the Barents Sea.**Table 2.** Annual balances of ^{137}Cs in the Barents Sea, 1950–2019

Years	Arrival of ^{137}Cs , TBq/year					Consumption ^{137}Cs , TBq/year				Δq
	q_{atm}	q_{Nnorw}	q_{White}	q_{river}	q_{waste}	$q_{\text{str.}}$	$q_{\text{Sv-FJL}}$	$q_{\text{FJL-NZ}}$	q_{decay}	
1950–1959	160.4	—	—	—	—	—	—	—	3.6	156.8
1960–1969	298.2	944.6	3.5	0.6	12.0	311.2	168.5	150.7	21.3	291.7
1970–1979	40.4	944.6	3.5	0.6	12.0	311.2	168.5	150.7	22.7	347.7
1980–1989*	5.5	1 171.2	6.7	0.5	10.8	510.7	105.7	257.0	27.1	293.1
1986	1 010.1	1 370.8	6.7	0.5	1.1	510.7	105.7	257.0	54.3	14 615
1990–1999	1.5	229.8	2.8	0.2	0.3	107.3	51.2	83.1	5.3	-12.3
2000–2009	0.1	98.3	0.6	0.1	0	44.4	36.1	57.7	2.3	-41.4
2011	2.1	100.9	0.6	0.1	0	20.0	10.6	27.4	2.3	43.4
2010–2019*	0.2	92.4	0.3	0.1	0	37.7	10.6	27.4	2.1	15.2

* The data for these periods are calculated without taking into account 1986 and 2011, respectively.

Table 3. Annual balances of ^{90}Sr in the Barents Sea, 1950–2019

Years	Arrival of ^{90}Sr , TBq/year					Consumption of ^{90}Sr , TBq/year				Δq
	q_{atm}	q_{Nnorw}	q_{White}	q_{river}	q_{waste}	$q_{\text{str.}}$	$q_{\text{Sv-FJL}}$	$q_{\text{FJL-NZ}}$	q_{decay}	
1950–1959	98.0	—	—	—	—	—	—	—	2.3	95.7
1960–1969	178.5	728.7	3.2	7.2	2.0	399.7	181.3	234.9	21.7	81.9
1970–1979	17.9	400.6	1.9	5.9	12.0	161.1	130.5	89.1	10.3	47.1
1980–1989*	5.1	531.3	3.2	5.0	10.8	222.1	60.3	154.2	13.1	105.9
1986	13.7	531.3	3.2	5.2	1.1	222.1	60.3	154.2	13.1	104.9
1990–1999	0.4	193.9	0.5	1.9	0.3	50.0	13.2	76.3	4.7	52.9
2000–2009	0.2	271.0	1.5	1.3	0	64.4	31.7	25.7	6.5	145.7
2011	0.2	254.0	0.3	0.7	0	64.4	31.7	25.7	6.5	127.3
2010–2019*	0.2	198.7	0.3	0.8	0	92.4	114.6	17.1	4.7	-28.8

* The data for these periods are calculated without taking into account 1986 and 2011, respectively.

Table 4. Suspension flows at the borders of the Barents Sea [18, 19]

Elements of average annual balances	Volume of water, thousand km ³ /year	Suspension concentration, mg/l	Suspension flows, million tons/year
Admission across the border cape Northkappe – cape Southkappe	53.131	0.5	26.6
Admission across the border cape Svyatoy Nos – cape Kanin Nos	0.231	0.6	0.1
River transport	0.189	1.0	0.2
Runoff through the New Earth Straits: Kara Gate, Matochkin Char, Yugorsky Char	22.205	0.4	-8.9
Runoff across the border Svalbard – Franz Josef Land	13.218	0.1	-1.3
Runoff across the border Franz Josef Land – Novaya Zemlya	17.130	0.1	-1.7

Table 5. Annual balances of radionuclides adsorbed on suspended matter, TBq/year

Years	$q_{\text{Норв}}$	$q_{\text{Бел}}$	$q_{\text{реки}}$	$q_{\text{прол}}$	$q_{\text{Шп-ЗФИ}}$	$q_{\text{ЗФИ-НЗ}}$	Δq
^{137}Cs							
1960–1969	1.3	0.1	0.01	0.4	0.1	0.1	0.8
1970–1979	1.9	0.01	0.01	0.5	0.1	0.1	1.3
1980–1989	2.3	0.01	0.02	0.8	0.04	0.1	1.4
1986*	2.3	0.01	0.02	0.8	0.04	0.1	1.4
1990–1999	0.5	0.004	0.01	0.2	0.02	0.03	0.2
2000–2009	0.2	0.002	0.001	0.1	0.01	0.02	0.1
2011*	0.2	0.0005	0.001	0.03	0.004	0.01	0.1
2010–2019	0.2	0.0007	0.001	0.06	0.004	0.01	0.1
^{90}Sr							
1960–1969	0.4	7.6E-06	2.3E-03	6.4E-04	7.2E-05	9.4E-05	0.4
1970–1979	0.2	4.5E-06	1.9E-03	2.6E-04	5.2E-05	3.6E-05	0.2
1980–1989	0.3	7.8E-06	1.6E-03	3.6E-04	2.4E-05	6.2E-05	0.3
1986*	0.3	7.8E-06	1.6E-03	3.6E-04	2.4E-05	6.2E-05	0.3
1990–1999	0.1	1.1E-06	5.9E-04	8.0E-05	5.3E-06	3.1E-05	0.1
2000–2009	0.1	3.6E-06	3.4E-04	1.0E-04	1.3E-05	1.0E-05	0.1
2011*	0.1	0.7E-06	2.2E-04	1.0E-04	1.3E-05	1.0E-05	0.1
2010–2019	0.1	0.7E-06	2.3E-04	1.5E-04	4.6E-05	6.9E-06	0.1

* The data for these periods are calculated without taking into account 1986 and 2011, respectively.

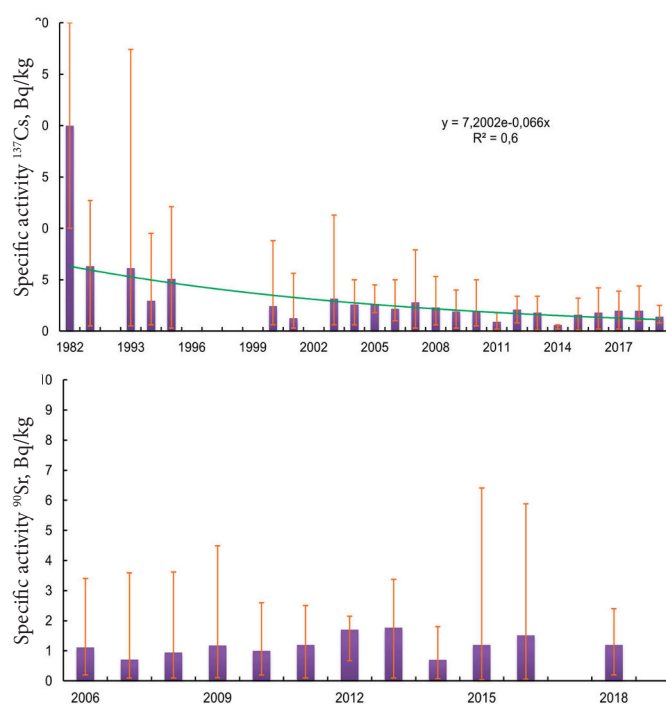


Fig. 2. Specific activity of ^{137}Cs and ^{90}Sr in bottom sediments of the Barents Sea.

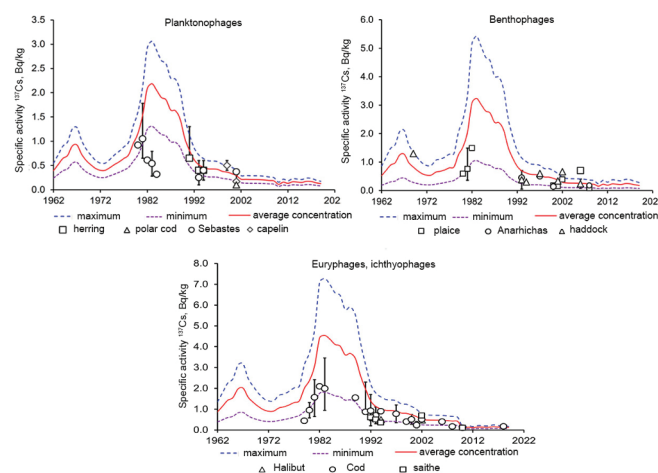


Fig. 3. Calculated specific activity of ^{137}Cs in the muscle tissue of fish of different trophic levels. Discrete points show observational data. The lines show the results of model calculations: maximum – at a low rate of its excretion from the body; minimum – at a high rate of excretion; average – the average concentration of radionuclide in organisms.

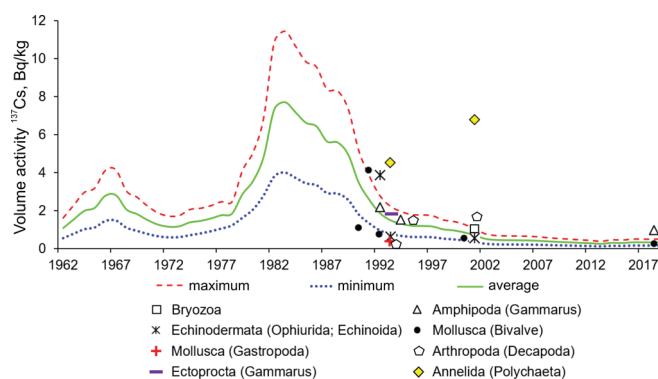


Fig. 4. Calculated specific activity of ^{137}Cs in zoobenthos. Discrete points show observational data. The lines show the results of model calculations: maximum – at a low rate of its excretion from the body; minimum – at a high rate of excretion; average – average specific activity of radionuclide in organisms.

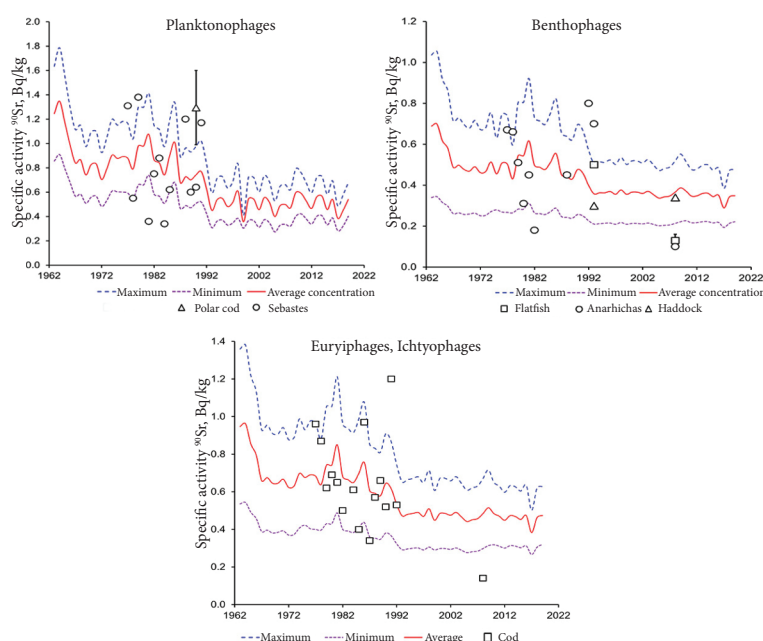


Fig. 5. Calculated specific activities of ^{90}Sr in the bone tissue of fish of different trophic levels. Discrete points show observational data. The lines show the results of model calculations: maximum – at a low rate of its excretion from the body; minimum – at a high rate of excretion; average – the average concentration of radionuclide in organisms.

Table 6. Distribution of ^{137}Cs and ^{90}Sr activity in the components of the Barents Sea ecosystem (% of total content)

Ecosystem components	1950-e	1960-e	1970-e	1980-e*	1986	1990-e	2000-e	2011	2010-e*
^{137}Cs									
Water	100	98.0	97.6	96.6	98.1	96.1	95.8	99.9	95.5
Suspension	—	0.2	0.3	0.3	0.1	0.3	0.3	0.0	0.4
Bottom sediments	—	1.8	2.1	3.1	1.7	3.6	3.9	0.1	4.2
Biota	—	0.009	0.005	0.009	0.073	0.002	0.001	0.006	0.001
^{90}Sr									
Water	100	98.4	97.9	98.0	97.4	98.0	98.4	99.8	98.4
Suspension	—	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
Bottom sediments	—	1.3	1.8	1.8	2.1	1.7	1.4	0.0	1.4
Biota	—	0.010	0.006	0.009	0.299	0.002	0.001	0.001	0.001

* The data for these periods are calculated without taking into account 1986 and 2011, respectively.

References

1. D.G. Matishov, G.G. Matishov. *Radioecology in Northern European Seas*, Germany, Berlin, Heidelberg, Springer Publ., 2004, 336 pp. DOI: 10.1007/978-3-662-09658-1.
2. Yu.V. Sivincev, S.M. Vakulovskij, A.P. Vasil'ev, V.L. Vysockij, A.T. Gubin, V.A. Danilyan, V.I. Kobzev, I.I. Kryshev, S.A. Lavkovskij, V.A. Mazokin, A.I. Nikitin, O.I. Petrov, B.G. Pologih, Yu.I. Skorik. *Tekhnogennye radionuklidy v moryakh, omyvayushchikh Rossiyu* [Technogenic Radionuclides in the Seas Surrounding Russia], RF, Moscow, Izdat, 2005, 624 pp. (in Russian).
3. S.V. Berdnikov. *D. Sci. Thes. (Geography)* [Dissertation for the degree of a Doctor of Geographical Sciences], Murmansk Marine Biological Inst. Kola Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, RF, Murmansk, 2004, 320 pp. (in Russian).
4. V.A. Potanin, V.I. Turchaninov, T.A. Ershtadt, V.V. Tereshchenko. In *Proc. Scientific-Practical Conference on Methods of Commercial Forecasting* [Sbornik dokladov nauchno-prakticheskoy konferencii po metodam promyslovogo prognozirovaniya], RF, Murmansk, 1983, p. 84 (in Russian).
5. R.A. Aliev, V.A. Bobrov, St.N. Kalmykov, M.S. Melgunov, I.E. Vlasova, V.P. Shevchenko, A.N. Novigatsky, A.P. Lisitzin, *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 2007, 274(2), 315. DOI: 10.1007/s10967-007-1117-x.
6. C. Wedekind, H. Gabriel, I. Goroncy, G. Framcke, H. Kautsky. *J. Environ. Radioactiv.* 1997, 35(2), 173. DOI: 10.1016/S0265-931X(96)00049-5.
7. *Radiatsionnaya obstanovka na territorii Rossii i sopredelnykh gosudarstv v 1994 godu* [The Radiation Situation in Russia and Neighboring Countries in 1994], RF, Obninsk, SPA "Tayfun" Publ., 1995, 60 pp. (in Russian).

8. *Radiatsionnaya obstanovka na territorii Rossii i sopredelnykh gosudarstv v 2010 godu*, [The Radiation Situation in Russia and Neighboring Countries in 2010], RF, Obninsk, SPA "Tayfun" Publ., 2011, 282 pp. (in Russian).
(https://www.rpatyphoon.ru/upload/medialibrary/d19/ezhegodnik_ro_2010.pdf).
9. *Radiatsionnaya obstanovka na territorii Rossii i sopredelnykh gosudarstv v 2018 godu*, [The Radiation Situation in Russia and Neighboring Countries in 2018], RF, Obninsk, SPA "Tayfun" Publ., 2019, 324 pp. (in Russian).
(https://www.rpatyphoon.ru/upload/medialibrary/653/ezhegodnik_ro_2018.pdf).
10. **L.P. Bochkov, S.M. Vakulovskiy, A.I. Nikitin, E.G. Tertyshnik, V.B. Chumichev**
Russian Meteorology and Hydrology [Meteorologia i gidrologia], 1983, **8**, 79 (in Russian).
11. **Y. Gao, H. Drange, M. Bentsen & O. Johannessen**
J. Environ. Radioactiv., 2004, **71**(1), 1.
DOI: 10.1016/S0265-931X(03)00108-5.
12. **N.I. Kvasha, S.A. Lavkovskij, V.I. Kobzev, V.N. Sadovnikov, A.B. Pleskov, V.N. Lyscov, S.M. Vakulovskij, V.N. Vavilkin, O.I. Petrov**
Rossiyskiy khimicheskiy zhurnal (Zhurnal Rossiyskogo Khimicheskogo Obshchestva im. D.I. Mendeleeva) [Russ. J. General Chemistry], 2001, **XLV**(5-6), 142 (in Russian). (<http://www.chem.msu.ru/rus/jvho/2001-5-6/142.pdf>).
13. **N.A. Aibulatov**
Ekologicheskoe ekho kholodnoy voyny v moryakh Rossiyskoy Arktiki [An Ecological Response of the Cold War's Impact in the Russian Arctic Seas], RF, Moscow, GEOS Publ., 2000, 307 pp. (in Russian).
14. **M.V. Gerasimova**
Abstr. PhD. Thes. (Geography) [Abstract of Dissertation for the Degree of a Candidate of Geographical Sciences], Murmansk Marine Biological Inst. Kola Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences, RF, Murmansk, 2004, 22 pp. (in Russian).
15. *Sediment Distribution Coefficients and Concentration Factors for Biota in the Marine Environment, Technical Report Series*, **422**, AT, Vienna, International Atomic Energy Agency, 2004, 95 pp.
16. **G.G. Matishov**
In Zhizn i uslovia ee sushchestvovaniya v bentali Barentseva morya [Life and Conditions of Its Existence in the Benthos of the Barents Sea], USSR, Apatity, MMBI AN SSSR, 1986, pp. 5–26 (in Russian).
17. **G.G. Polikarpov, V.N. Egorov**
Morskaya dinamicheskaya radiohemoekologiya [Marine Dynamic Radiochemoecology], USSR, Moscow, Energoatomizdat, 1986, 176 pp. (in Russian).
18. **A.F. Alimov**
Vvedenie v produktsionnyuyu gidrobiologiyu [Introduction to Production Hydrobiology], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1989, 152 pp. (in Russian).
19. **S.E. Jorgensen**
Ecological Modelling, **6**, 1979, 199.
20. **M.A. Novikov**
Water Resources, 2008, **35**(2), 212.
DOI: 10.1007/s11268-008-2010-x.
21. ICES. 2006. *Report of the Arctic Fisheries Working Group (Denmark, Copenhagen, 19-28 April 2006)*, DK, Copenhagen, ICES, 2006, 594 pp.
22. *Kormovye resursy i pishchevye vzaimootnosheniya ryb Severnoy Atlantiki: Sb. nauch. tr. [Feed Resources and Food Relationships of North Atlantic Fish: Comp. Sci. Works]*, USSR, Murmansk, PINRO Publ., 1990, 228 pp. (in Russian).
23. *Sovremennyy bentos Barentseva i Karskogo morey [Benthos of the Barents and Kara Seas]*, RF, Apatity, Kola Scientific Centre of the Russian Academy of Sciences publ., 2000, 486 pp. (in Russian).
24. **A.N. Kuznetsov, P. Dando, I.N. Shmelev, S.G. Denisenko, B.V. Efimov, A.M. Demidov, V.M. Shubko**
Biology Bulletin [Izvestiya RAN. Ser. biologicheskaya], 1995, №4, 467 (in Russian).
25. *Sostoyaniye biologicheskikh syrevykh resursov Barentseva morya i Severnoy Atlantiki na 2005 god [State of Biological Feedstock of the Barents Sea and the North Atlantic in 2005]*, RF, Murmansk, PINRO, 2005, 99 pp. (in Russian).

Подписано в печать 25.07.2022. Формат 60 х 90 1/8.
Печ. л. 17. Тираж 300 экз.

Отпечатано в ООО «Полиграфическая компания «ЭксПресс»
603104, Н. Новгород, ул. Медицинская, д. 26, помещение 1
+7 (831) 278-61-61
print@e-xpress.ru