

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ  
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ  
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

# ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (86)



Санкт-Петербург  
ААНИИ  
2010

## Главный редактор

д-р геогр. наук, профессор *Фролов И.Е.* (ААНИИ)

## Редакционная коллегия

канд. физ.-мат. наук *Данилов А.И.* (зам. главного редактора)

канд. геогр. наук *Бузин И.В.*

(ученый секретарь, тел. (812) 337-3212, e-mail: [buzin@aari.nw.ru](mailto:buzin@aari.nw.ru))

д-р физ.-мат. наук *Алексеев Г.В.* (ААНИИ)

канд. геол.-минерал. наук *Грикуров Г.Э.* (ВНИИОкеангеология)

д-р геогр. наук *Гудкович З.М.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Доронин Ю.П.* (РГГМУ)

д-р геогр. наук *Зубакин Г.К.* (ААНИИ)

д-р. геол.-минерал. наук *Иванов В.Л.* (ВНИИОкеангеология)

д-р физ.-мат. наук *Катцов В.М.* (ГГО)

канд. геогр. наук *Липенков В.Я.* (ААНИИ)

канд. техн. наук *Лихоманов В.А.* (ААНИИ)

д-р. физ.-мат. наук *Макшtas А.П.* (ААНИИ)

д-р геогр. наук *Никифоров Е.Г.* (ААНИИ)

канд. геогр. наук *Радионов В.Ф.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Рожков В.А.* (СПбГУ)

д-р геогр. наук *Саватюгин Л.М.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Тимохов Л.А.* (ААНИИ)

д-р геогр. наук *Шикломанов И.А.* (ГГИ)

## ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (86)

Подписной индекс издания 48657

в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

В соответствии с решением Президиума Высшей аттестационной комиссии Минобрнауки России от 19 февраля 2010 года № 6/6 журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук

Редактор: Е.В.Миненко

Оригинал-макет и обложка: Е.А.Скутина, А.А.Меркулов

На обложке рисунок А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ  
Арктический и антарктический  
научно-исследовательский институт  
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2010.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.И.Данилов, И.М.Ашик.</i> Международная научная конференция «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08» и ее результаты.....	5
<i>Г.Г.Матишов, С.Л.Дженюк, Д.В.Моисеев, А.П.Жичкин.</i> Климатические изменения морских экосистем Европейской Арктики.....	7
<i>Г.В.Алексеев, Н.Е.Иванов, А.В.Пнюшков, А.А.Балакин.</i> Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века .....	22
<i>А.П.Недашковский, А.П.Макитас.</i> Эмиссия CO <sub>2</sub> в атмосферу при образовании арктического морского льда .....	35
<i>Н.Н.Антипов, А.В.Клепиков, А.И.Данилов.</i> Российские океанографические исследования в Южном океане в период МПГ 2007/08.....	45
<i>И.Е.Козлов, В.Н.Кудрявцев, С.Сандвен.</i> Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса .....	60
<i>А.К.Павлов, Б.В.Иванов, Д.М.Журавский, В.Тверберг.</i> Потепление в заливах Западного Шпицбергена: кратковременное явление или устойчивая тенденция? .....	70
<i>А.В.Смирнов, А.А.Кораблев.</i> Взаимосвязь между характеристиками перемешанного слоя и потоками тепла на границе раздела океан-атмосфера в Северо-Европейском бассейне.....	79
<i>М.С.Махотин.</i> Распространение летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне .....	89
<i>А.А.Пискун.</i> Состояние высотной основы и качество данных по уровням воды в Обско-Тазовской устьевой области .....	97
<i>М.В.Дорожкина, Л.М.Саватюгин.</i> Имена сотрудников ААНИИ на географических картах. Анатолий Николаевич Золотов, Вера Михайловна Коновалова .....	114
Памяти И.А.Шикломанова.....	117

## CONTENTS

<i>A.I.Danilov, I.M.Ashik.</i> International scientific conference «Marine researches of the polar regions of Earth during International polar year 2007/08» and its results.....	5
<i>G.G.Matishov, S.L.Dzhenyuk, A.P.Zhichkin, D.V.Moiseev.</i> Climatic changes of the European Arctic marine ecosystems.....	7
<i>G.V.Alekseev, N.E.Ivanov, A.V.Pnushkov, A.A.Balakin.</i> Climate change in the marine Arctic in the early XXI century.....	22
<i>A.P.Nedashkovsky, A.P.Makshatas.</i> Emission of CO <sub>2</sub> into the atmosphere during the formation of the Arctic sea ice.....	35
<i>N.N.Antipov, A.V.Klepikov, A.I.Danilov.</i> Russian oceanography studies in the Southern Ocean during IPY 2007/08.....	45
<i>I.E.Kozlov, V.N.Kudryavtsev, S.Sandven.</i> Some results of internal waves study in the Barents Sea using satellite radar data.....	60
<i>A.K.Pavlov, B.V.Ivanov, D.M.Zhuravsky, V.Tverberg.</i> Warming in the bays of the West Spitsbergen: is it short-time weather event or stable tendency?.....	70
<i>A.V.Smirnov, A.K.Korablev.</i> Interrelationship between mixed layer characteristics and atmospheric heat fluxes in the Nordic Seas.....	79
<i>M.S.Makhotin.</i> Distribution of Pacific Summer water in the Arctic Basin.....	89
<i>A.A.Piskun.</i> The state of high-altitude base and quality of data on water level in the Ob-Taz mouth area.....	97
<i>L.M.Savatyugin, M.V.Dorozhkina.</i> Names of AARI scientists on geographical maps. Anatoly Nikolaevitch Zolotov, Vera Mikhailovna Konovalova.....	114
In memory of I.A.Shiklomanov.....	117

## **МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «МОРСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЗЕМЛИ В МЕЖДУНАРОДНОМ ПОЛЯРНОМ ГОДУ 2007/08» И ЕЕ РЕЗУЛЬТАТЫ**

21–23 апреля 2010 г. в Санкт-Петербурге в ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Росгидромета состоялась международная научная конференция «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08», посвященная 100-летию со дня рождения академика Е.К.Федорова. Конференция была организована Росгидрометом при участии Российской академии наук и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

**Основной целью конференции** было подведение предварительных итогов исследований Северного Ледовитого и Южного океанов в период Международного полярного года (МПГ) 2007/08, оценка изменений природной среды полярных областей Земли и их возможных последствий.

Конференция проходила в форме пленарных и секционных заседаний по основным тематическим направлениям:

- полярная океанология;
- морской лед;
- взаимодействие океана и атмосферы;
- полярные океаны и климат, последствия климатических изменений для морской деятельности;
- морские экосистемы, загрязнение морской среды.

В работе конференции должны были принять участие ведущие специалисты 41 научно-исследовательского учреждения и организации из Польши, Германии, США, Норвегии, Великобритании, Китая, Швеции, Украины и России. К сожалению, извержение вулкана Эйяфьятлайокудль в Исландии, произошедшее накануне, парализовало транспортную сеть Европы, в связи с чем большинство специалистов из европейских стран прибыть на конференцию не смогли. Российские и зарубежные ученые и специалисты, принявшие участие в конференции, специализируются на исследовании вод Северного Ледовитого и Южного океанов, его гидрофизических и гидрохимических характеристик и процессов, изучении морского льда, процессов взаимодействия атмосферы и океана, динамики морских экосистем и загрязнения морской среды, а также исследовании влияния полярных океанов на климатические условия различных районов земного шара и оценке последствий этих изменений для морской деятельности.

На конференции были представлены 140 устных и 35 стендовых докладов, из них 41 доклад, посвященный проблемам полярной океанологии, 13 докладов, посвященных вопросам климатических изменений высоких широт и их последствий для морской деятельности, 20 докладов, посвященных проблемам изучения процессов взаимодействия атмосферы и океана в Арктике и Антарктике, 25 докладов, посвященных вопросам изучения морского льда, и 41 доклад, посвященный изучению морских экосистем и загрязнению морской среды полярных областей земного шара.

Доклады отражали результаты масштабных работ, выполненных в период МПГ 2007/08, основой которых явились экспедиционные исследования и данные наблюдений. Только в Российской Федерации было проведено 159 экспедиций:

из них 36 морских экспедиций в Арктике и 16 в Антарктике. Во многих экспедициях совместно работали специалисты из различных стран. Это дрейфующие станции СП-35, СП-36 и СП-37, российские научные суда «Академик Федоров», «Михаил Сомов», «Иван Петров», «Академик Мстислав Келдыш», «Академик Александр Карпинский» и другие; зарубежные суда «Поларштерн» (Германия), «Оден» (Швеция), «Хили» и «Амундсен» (Канада), яхта «Тара» (Франция) и другие.

Во время работы конференции был проведен конкурс на лучшую представленную работу среди молодых специалистов – участников конференции. В конкурсе приняли участие 28 молодых специалистов из 17 научно-исследовательских учреждений. Всем участникам конкурса были вручены дипломы участника конференции, а три лучших устных и три лучших стендовых доклада отмечены почетными дипломами и ценными подарками.

Участие в конференции «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08» способствовало укреплению сотрудничества между учеными различных стран, активизации совместных исследований, рождению новых идей и проектов.

Конференция отметила, что результаты исследований и работы МПГ 2007/08 обеспечивают значительный прогресс в понимании процессов, происходящих в полярных областях, способствуют сохранению их уникальной природной среды, создают условия для безопасной и эффективной хозяйственной деятельности и безопасности населения Арктики. Результаты МПГ 2007/08 заложили основы для дальнейшего развития исследований полярных областей, уточнили приоритеты будущих работ. Важнейшими задачами являются развитие и интеграция систем наблюдений за различными компонентами природной среды, включая социальную составляющую и здоровье человека, обеспечение полноценного удовлетворения спроса общества и развивающейся экономики арктической зоны на качественную информацию о природной среде и ее изменениях.

Конференция поддержала идею проведения Международного полярного десятилетия (МПД), высказанную на 60-й сессии Исполнительного Совета Всемирной метеорологической организации (ВМО), которая развивается научной общественностью и рядом международных организаций.

Тезисы и ряд презентаций докладов международной научной конференции «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08» размещены на сайте ААНИИ <http://www.aari.ru/main.php> в разделе «Конференции». В данный выпуск издания «Проблемы Арктики и Антарктики» включены наиболее значимые доклады, представленные на конференции, а также ряд докладов молодых ученых – дипломантов конкурса молодых специалистов.

*А.И.ДАНИЛОВ, И.М.АШИК  
ГНЦ РФ Арктический и антарктический  
научно-исследовательский институт*

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ

акад. РАН Г.Г.МАТИШОВ<sup>1,2</sup>, д-р геогр. наук С.Л.ДЖЕНЮК<sup>1</sup>,  
канд. геогр. наук Д.В.МОИСЕЕВ<sup>1</sup>, канд. геогр. наук А.П.ЖИЧКИН<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Мурманский морской биологический институт, г. Мурманск, matishov@mmbi.info, dzhenyuk@mmbi.info, denis\_moiseev@mmbi.info, zhichkin@mmbi.info

<sup>2</sup>ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, matishov\_ssc-ras@ssc-ras.ru

*Дана характеристика современных климатических трендов температуры воды и ледяного покрова в Баренцевом море как основных индикаторов состояния морских экосистем Европейской Арктики. Исследована реакция экосистем на климатические изменения на разных трофических уровнях (сообщества планктона и бентоса, промысловые рыбы). Выделение климатической составляющей в динамике экосистем возможно только при полном учете преднамеренных и непреднамеренных антропогенных воздействий (промышленного изъятия, донного траления, интродукции чужеродных видов и др.).*

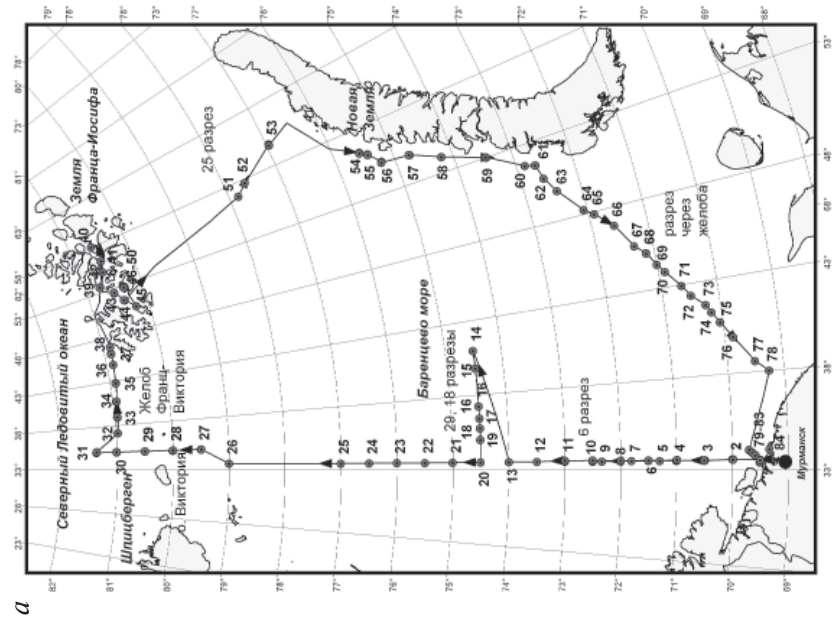
*Ключевые слова:* Европейская Арктика, Баренцево море, морские экосистемы, климат, температура воды, ледовитость, планктон, бентос, промысловая ихтиофауна.

Одним из приоритетных направлений Международного полярного года (МПГ) является оценка современного состояния морских экосистем Арктики. Среди внешних факторов воздействия ведущее место занимают климатические аномалии, которым в последние годы уделяется повышенное внимание. Они непосредственно влияют на биологическую продуктивность и биоресурсы морей, а связанная с ними изменчивость ледяного покрова определяет условия жизнедеятельности морских организмов на всех трофических уровнях.

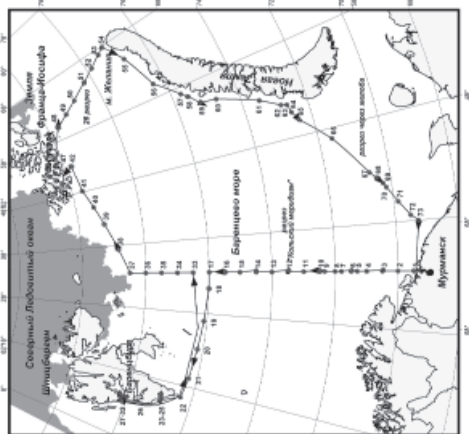
Гидробиологические исследования морей Европейской Арктики проводятся уже более столетия. На начальных этапах они ограничивались сбором данных о видовом составе, жизненных циклах и экологии морских организмов, а также оценкой запасов промысловых рыб. По мере развития представлений о структуре и функционировании морских экосистем объектом исследований стал весь природный комплекс, включающий водную среду, донные осадки, сообщества планктона и бентоса, ихтиофауну и высших консументов – морских птиц и млекопитающих.

Мурманский морской биологический институт (ММБИ) проводит комплексные исследования морей Европейской Арктики на акватории от Исландии до Северной Земли. В ходе МПГ 2007/08 ежегодные океанологические съемки Баренцева моря на НИС «Дальние Зеленцы» были дополнены программой исследований прибрежных вод Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новой Земли (рис. 1а, б). В продолжение многолетнего цикла исследований [2] проведены четыре экспедиции на атомных ледоколах Мурманского морского пароходства (ММП), работающих на трассе Севморпути. На рис. 1в показан маршрут одной из экспедиций, включающий наиболее характерные районы: юго-восток и север Баренцева моря, прибрежную зону Новой Земли, Обь-Енисейское взморье. По результатам этих исследований решались следующие задачи:

– сбор и обобщение данных о современном состоянии морских экосистем, их внутригодовой и межгодовой изменчивости, а также источниках и уровнях антропогенных воздействий [2, 29];



б



в

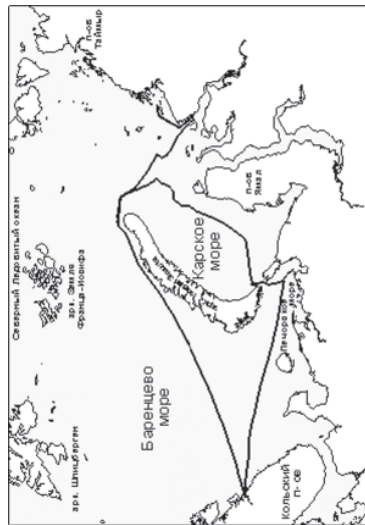


Рис. 1. Экспедиционные исследования ММБИ в период МПГ:

**а** – станции и маршрут международной высокоширотной комплексной экспедиции на НИС «Дальние Зеленцы» (18 августа – 8 сентября 2007 г.); **б** – станции и маршрут комплексной высокоширотной экспедиции на НИС «Дальние Зеленцы» (16 августа – 5 сентября 2008 г.); **в** – маршрут экспедиции на атомном ледоколе «50 лет Победы» в июне–июле 2007 г.



– оценки норм и аномалий экосистемных параметров с использованием баз океанографических и гидробиологических данных, выявление аномальных состояний морской среды и экосистем [15, 16, 31, 41];

– анализ влияния климатических изменений на биологическую продуктивность, ресурсный потенциал и условия морской деятельности в Арктике [15, 16, 23, 26].

Далее мы рассмотрим состояние климатической системы западно-арктических морей по результатам экспедиционных исследований 2000–2009 гг., обобщения данных дистанционного мониторинга и на основе публикаций последних лет.

### ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ВОДНЫХ МАСС И АНОМАЛИИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ

Среди факторов, определяющих климат морей Западной Арктики, ведущую роль играет адвекция тепла Североатлантическим течением. Благодаря распространению атлантических вод в Баренцевом море существует устойчивая фронтальная зона, отделяющая его незамерзающую юго-западную часть от остальной акватории с трансформированной водной массой и сезонным ледяным покровом (рис. 2). Распространение атлантических вод вдоль подводных желобов, выпаханных материковым льдом, приводит к значительной пространственно-временной изменчивости температуры воды, поэтому для объективного суждения о климатических тенденциях необходимо использовать осредненные характеристики [25, 41].

Мощность потока атлантических вод, его пространственно-временные изменения, положение полярного фронта лучше всего определяются в ходе анализа данных измерений температуры и солености на стандартных (вековых) разрезах. Это связано с трудоемкостью измерений скорости и направления течений *in situ* и с тем, что для вековых разрезов собрана наибольшая база данных именно по температуре и солености [25, 40]. При этом термохалинную структуру водных масс на стандартных разрезах обязательно необходимо рассматривать с учетом геоморфологии гляциального дна [21, 41].

Разрез «Кольский меридиан» по 33° 30' в.д. (рис. 2) уникален по длительности периода наблюдений, которые были начаты в 1900 г., прерывались в 1907–1920 гг. и 1942–1944 гг., а с 1945 г. по настоящее время образуют непрерывный ряд. Как правило, регулярно исследуется только участок разреза до 74° с.ш. [13]. Однако гораздо больший интерес представляет исследование термохалинной структуры севернее 74° с.ш., что позволяет исследовать все струи атлантических вод, затекающих в Баренцево море, а также полярный фронт. В полярной океанологии общепотребительным показателем климатической изменчивости морей Североевропейского бассейна остается средняя температура атлантических вод в слоях 0–50 м и 0–200 м, что соответственно отражает процессы в деятельном слое моря и во всей водной толще [26].

В вековой динамике климата теплые циклы отмечались неоднократно. Наиболее ярко выраженной была теплая климатическая фаза в 1920–30-е гг. (рис. 3а). Она была связана с климатическим феноменом первой половины XX в., известным как «потепление Арктики», которое проявилось в повышении температуры на побережьях и островах, сокращении сезонного ледяного покрова в арктических морях [12, 42]. На Кольском разрезе были отмечены две волны потепления с аномалиями температуры до +1,0 °С в начале 1920-х гг. и на протяжении большей части следующего десятилетия.

По результатам анализа данных, полученных в экспедициях ММБИ, расчета и оценки термохалинных аномалий на разрезе «Кольский меридиан» выявляется аналогичный период потепления, начавшийся в конце 1980-х гг. Это свидетельствует о явном усилении адвекции теплых вод из Атлантики в системе гляциальных желобов Баренцева моря. На фоне длительного потепления отмечалось кратковременное похолодание 1997–1999 гг. [24].

В начале XXI в. теплая аномалия в слое 0–200 м в Баренцевом море достигла пика в период с 2001 по 2006 г. В 2007–2009 гг. она сменилась тенденцией к похолоданию. Отклонение температуры воды от нормы снизилось с 1,39 °С в 2006 г. до 0,13 °С в 2009 г., а солёности соответственно – с 0,06 до 0,05 ‰ (рис. 3б). Таким образом, многолетний климатический тренд после 2006 г., реализуется как устойчивая нисходящая тенденция. Уже начиная с 2010 г. можно ожидать возвращение режима функционирования экосистемы Баренцева моря к среднему многолетнему состоянию. В дальнейшем не исключен переход к периоду похолодания. Наши данные относятся к летним месяцам, но их можно с полным основанием распространить на все сезоны года, поскольку летний термический режим наиболее изменчив. Так, по данным научно-справочного пособия [6], стандартное отклонение средней месячной температуры поверхностного слоя летом в разных районах Баренцева моря изменяется от 1 до 3 °С, тогда как зимой – от 0,5 до 1,0 °С.

Изменения температуры воздуха на побережьях морей Западной Арктики во второй половине XX – начале XXI вв. следуют тем же закономерностям, хотя межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха значительно выше (аномалии разного знака чередуются с интервалами 1–2 года). В публикациях последних лет приведены результаты анализа рядов средней годовой температуры воздуха, выполненных по сходной методике для станций Мурманск [14] и Малые Кармакулы на южном острове Новой Земли [12]. В обоих случаях выявленные

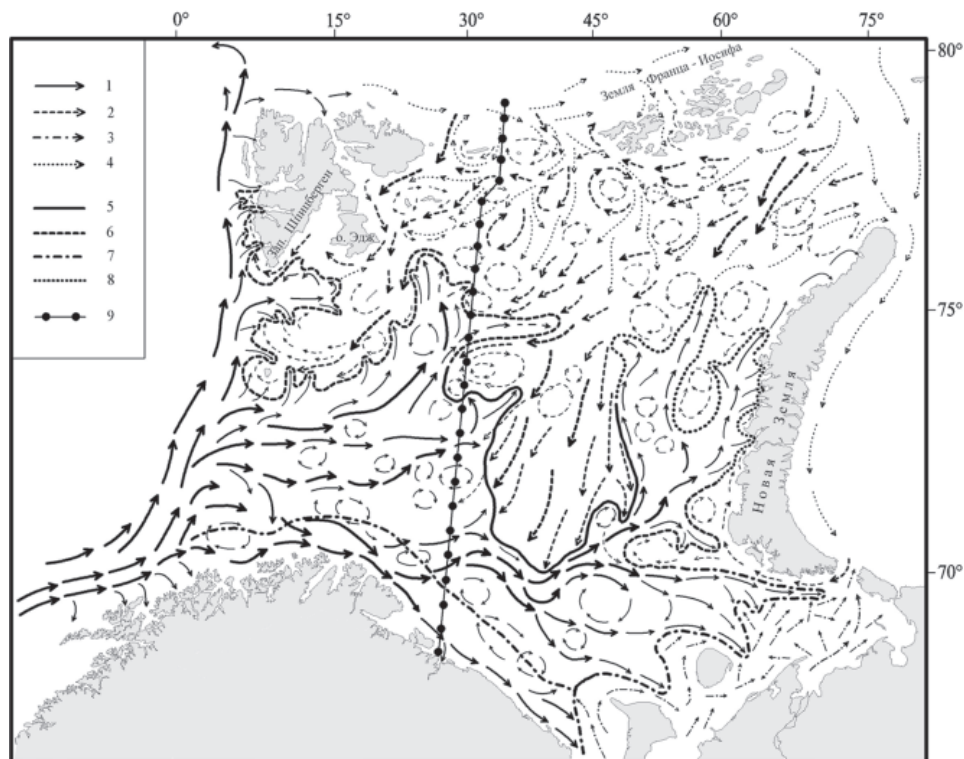


Рис. 2. Схема циркуляции вод Баренцева моря и положение разреза «Кольский меридиан»: Течения: 1 – теплые; 2 – холодные; 3 – местные прибрежные; 4 – распространение глубинных атлантических вод; климатические фронтальные зоны: 5 – термические; 6 – термохалинные; 7 – халинные; 8 – слабовыраженные, неустойчивые; разрез «Кольский меридиан» – 9

тренды значительно различаются в зависимости от интервала времени: если для 50–60-летнего ряда тренд близок к нулю, то в 1980–2005 гг. он составлял в обоих случаях порядка  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C} / 10\text{ лет}$ .

Проведенная нами выборка аномалий ежемесячных значений температуры воздуха в Мурманске начиная с 1919 г. показала, что хронологическое распределение аномалий близко к равномерному, в том числе и за последние два десятилетия, когда во многих районах мира прослеживался хорошо выраженный тренд потепления. Только в 2003–2008 гг. можно отметить явное преобладание положительных аномалий.

Одним из наиболее репрезентативных показателей состояния морских экосистем Западной Арктики является ледовитость Баренцева моря, рассчитанная при годовом или помесечном осреднении. В отличие от Норвежско-Гренландского бассейна, где ледовая обстановка от года к году меняется мало, и Карского моря, где вся изменчивость приходится на короткий летне-осенний период, для Баренцева моря характерны значительные межгодовые и внутригодовые колебания ледовитости в любые месяцы [10, 39, 42]. Ледовитость тесно связана с температурой морских вод. Так, для Баренцева моря коэффициент корреляции между ледовитостью в августе и температурой воды на Кольском разрезе в том же месяце составляет  $-0,83 \pm 0,03$  [6]. Вместе с тем ряды как ледовитости, так и температуры не свободны от пропусков и методических погрешностей, поэтому для объективной оценки климатических трендов следует использовать оба вида информации.

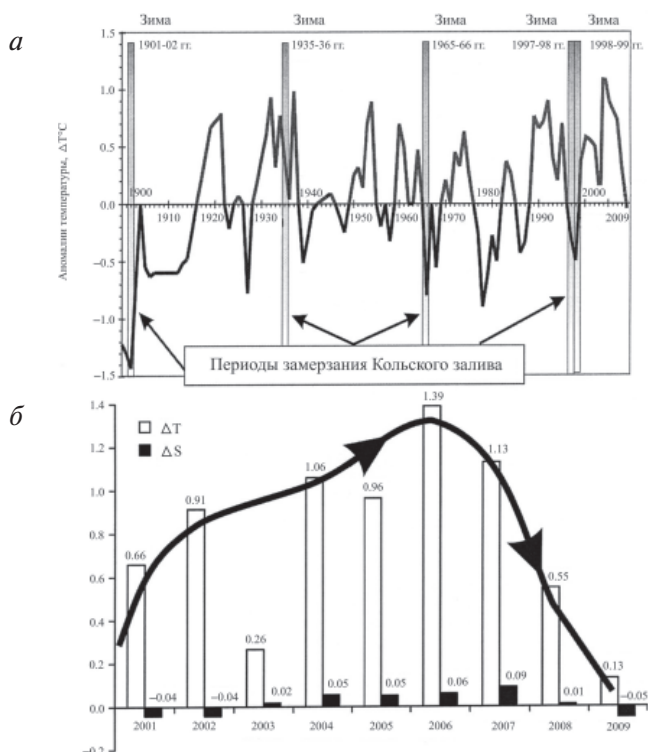


Рис. 3. Средневзвешенные аномалии температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на разрезе «Кольский меридиан» в слое 0–50 м с 1900 по 2009 г. (а) и в слое 0–200 м летом 2001–2009 г. (б) по данным экспедиций на НИС «Дальние Зеленцы»

Анализ многолетней и сезонной изменчивости ледового режима морей Западной Арктики ранее был проведен Г.К.Зубакиным [10] и Е.У.Мироновым [32]. Новые данные о ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов приведены также в работах [4, 119], а о современных изменениях ледяного покрова Северного Ледовитого океана в целом в работе [1]. Для получения сопоставимых данных и выполнения собственных оценок климатической тенденции в ММБИ была сформирована электронная база данных по распределению льда и основным параметрам ледовитости Баренцева моря. Она содержит временные ряды ежемесячных значений площади льда за 1960–2009 гг., а также 392 ежемесячные ледовые карты за период 1977–2009 гг. (архив данных дистанционного зондирования, размещенный на сайте ААНИИ). По этим материалам были рассчитаны ежемесячные и среднегодовые нормы и аномалии ледовитости Баренцева моря за указанный период.

По изменениям среднегодовой ледовитости все рассматриваемое 50-летие делится на два больших интервала: до начала 1990-х гг. – период с преобладанием тяжелых ледовых условий, с начала 1990-х гг. и до наших дней – период с благоприятными условиями. При этом на протяжении рассматриваемого промежутка времени происходило постепенное уменьшение площади льда до минимальных значений в 2006–2007 гг. Однако в 2008–2009 гг. наметилась тенденция к увеличению площади льда.

Наибольшая положительная аномалия (высокая ледовитость) за последние полвека наблюдалась в 1969 г. (+18 %), а наибольшая отрицательная (низкая ледовитость) – в 2006 г. (–21 %).

В многолетнем ходе аномалии ледовитости отличаются высокой инерционностью. По нашим данным, выделяются следующие периоды повышенной ледовитости (не ниже нормы в любом из месяцев) продолжительностью более одного года: январь 1963 г. – октябрь 1964 г. (22 месяца), январь 1966 г. – январь 1968 г. (25 месяцев), март 1968 г. – декабрь 1969 г. (22 месяца), ноябрь 1979 г. – август 1981 г. (22 месяца), декабрь 1981 г. – декабрь 1982 г. (13 месяцев), декабрь 1986 г. – март 1989 г. (26 месяцев). После 1990 г. длительность периодов повышенной ледовитости не превышала 6 месяцев, а после 2000 г. только в одном случае достигла 5 месяцев (ноябрь 2002 г. – март 2003 г.). Примечательно, что после исключения незначительной аномалии противоположного знака в феврале 1968 г. выделяется рекордно длительный период тяжелых ледовых условий, уложившийся строго в календарные рамки – с начала 1966 г. до конца 1969 г.

Продолжительность периодов аномально легких условий в 1960-х гг. не превышала 7 месяцев, позже имели место периоды более одного года: август 1972 г. – сентябрь 1973 г. (14 месяцев), январь 1984 г. – март 1985 г. (15 месяцев). Между 1985 и 2000 гг. понижения ледовитости были частыми, но относительно непродолжительными. С декабря 1999 г. по октябрь 2001 г. пониженная ледовитость сохранялась 23 месяца. Далее после некоторой стабилизации (средний показатель за 2003 г. превысил норму на 2 %) наступил беспрецедентный период пониженной ледовитости, с февраля 2004 г. по настоящее время (декабрь 2009 г.). В ряду средних многолетних значений 2006, 2007 и 2008 гг. оказались наименее ледовитыми – соответственно 17, 18 и 22 %.

Полное очищение Баренцева моря ото льда продолжительностью 1 месяц и более за рассмотренный период случалось 10 раз, все эти случаи приходится на август–октябрь. В 1972, 1984 и 2000 гг. безледный период длился до 3 месяцев, тогда как в аномально легкие 2004 и последующие годы его продолжительность не превышала 2 месяца.

Показатели, осредненные в гидрографических границах морей, не всегда дают полное представление об особенностях ледового режима, важных для функционирования морских экосистем. Для морей Западной Арктики большое значение имеют ледовые условия прибрежных зон. Здесь выделяются три типа побережий:

1) прибрежная зона незамерзающей части Баренцева моря, где тем не менее возможно образование льда в изолированных бухтах и на приливных осушках, а также его вынос с речным стоком; 2) побережье Белого и юго-востока Баренцева моря, включая баренцевоморский берег Новой Земли, где существует регулярное чередование ледовых и безледных периодов; 3) архипелаги Земля Франца-Иосифа и Шпицберген (кроме его относительно теплого юго-западного берега), где ледяной покров возможен в любом месяце.

В юго-западной части Баренцева моря наиболее важны для морской деятельности ледовые условия Кольского залива, на который приходится не менее 90 % населения прибрежной зоны и практически весь гражданский судооборот. Со стороны открытого моря дрейфующие льды не подходили к Кольскому заливу ни разу за всю историю наблюдений. Непосредственно в заливе возможно образование льда вследствие более суровых зимних условий по сравнению с открытым побережьем и обильного речного стока. В зимы, близкие к норме, в заливе наблюдается только плавучий лед, который постоянно выносится в море приливными и стоковыми течениями. В аномально холодные зимы 1901/02, 1935/36, 1965/66, 1997/98 и 1998/99 гг. акватория залива до среднего колена (о. Сальный) покрывалась припайным льдом, который сохранялся более месяца [14, 23]. Все эти случаи совпадали со значительными отрицательными аномалиями температуры воздуха при отсутствии ярко выраженных аномалий температуры, солености и ледяного покрова в открытых районах моря.

В Белом море ледовый сезон в среднем длится с декабря по май. В эти месяцы наблюдается значительная пространственно-временная изменчивость ледовых условий в открытых районах, но в прибрежных зонах они относительно устойчивы. На юго-востоке Баренцева моря сезонный ледяной покров отличается наибольшей стабильностью. Его формирование начинается обычно в ноябре в Печорской и Хайпудырской губах, после чего он в короткий срок распространяется на всю береговую линию от Канина Носа до Карских Ворот и далее вдоль всего баренцевоморского побережья Новой Земли. С января по апрель вся эта береговая зона стабильно покрыта льдом, кромка которого медленно смещается в центральную часть Баренцева моря, достигая максимального западного положения (до 40° в.д.), как правило, в апреле. Сокращение и разрушение льда обычно приходится на июнь. За весь период, освещенный ледовыми картами, ледовый период на юго-востоке Баренцева моря гарантированно был не менее 4 месяцев (январь—июнь), и только в аномальные сезоны 2007/08 и 2008/09 гг. сплошной ледяной покров на юго-востоке Баренцева моря устанавливался в феврале. Однако в конце 2009 г. сроки его формирования приблизились к норме.

Арктические архипелаги постоянно окружены льдом с октября по июнь, однако в короткий теплый период ледовая обстановка в их прибрежных водах чрезвычайно изменчива. Так, для Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) в августе—сентябре возможен набор ситуаций от полного закрытия всех островов до полного очищения прибрежной зоны. В июне—июле (и даже, как исключение, в мае) могут возникать устойчивые заприпайные полыньи как на южном, так и на северном побережьях ЗФИ [34]. Такие ситуации резко участились начиная с 1997 г.

Частичное освобождение прибрежной зоны ЗФИ ото льда обычно длится 2–3 месяца, с июля или августа по сентябрь. Примечательным исключением был период с 1993 по 1999 г. В 1993, 1996 и 1999 гг. такие условия наблюдались только в сентябре, в 1994 г. прибрежная зона была полностью закрыта льдом во все месяцы. Вместе с тем в 1997 и 1998 гг. те или иные участки были свободны ото льда с мая по сентябрь.

Полное очищение прибрежных вод ЗФИ случалось в отдельные месяцы лишь в виде исключения: в сентябре 1984 и 1985 гг., в августе и сентябре 2000 г., в сентябре 2005 и 2008 гг. Резко аномальным был октябрь 2009 г., когда кромка льда почти везде устойчиво проходила севернее ЗФИ. В ноябре—декабре 2009 г.



ледовые условия ЗФИ вернулись к норме, но в целом на Баренцевом море сохранялись аномально легкие условия.

За этим единственным исключением, полное замерзание прибрежных вод ЗФИ всегда отмечалось в сентябре или октябре. Сроки разрушения льда были более изменчивы и на протяжении рассмотренного периода сместились к более ранним. Если в 1987–1997 гг. разрушение начиналось не раньше июня, то, начиная с 2000 г. оно систематически отмечается в мае–июне (правда, это может объясняться и более полным выявлением полыней на спутниковых картах).

Таким образом, ледовые условия Западной Арктики во второй половине XX в. в целом оставались стабильными. Крупная положительная аномалия температуры воды 2000–2008 гг. сопровождалась столь же ярко выраженным уменьшением общей ледовитости Баренцева моря. Однако закономерности изменчивости ледовых условий и, следовательно, среды обитания в разных прибрежных зонах были не столь однозначными. Наиболее продуктивные и чувствительные к разного рода воздействиям участки побережий подвержены более частым и разнонаправленным ледовым аномалиям.

### **РЕАКЦИЯ МОРСКОЙ БИОТЫ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ**

Морские экосистемы Европейской Арктики находятся под воздействием климатической изменчивости среды, трофодинамики на разных уровнях и, что особенно важно для Баренцева моря, промыслового изъятия биоресурсов [22, 27]. Единой методики выделения климатической составляющей в многолетней изменчивости биологических показателей в настоящее время нет, поэтому многие выводы о влиянии климата на морские экосистемы носят характер экспертных оценок. Так, в работе [37] приведены сводные данные о биомассе морских организмов в атлантической водной массе Баренцева моря. В период «потепления Арктики» (1930-е гг.) она была следующей: фитопланктон – 8 млрд т, зоопланктон – 1,2 млрд т, планктоноядные рыбы – 180 млн т, хищные рыбы – 27 млн т. Для холодного периода (конец 1960-х – начало 1970-х гг.) эти показатели были намного ниже: фитопланктон – 2 млрд т, зоопланктон – 300 млн т, планктоноядные рыбы – 45 млн т, хищные рыбы – 3–4 млн т. Это связано с тем, что естественное запаздывание в развитии зоопланктона в холодном году приводит к неполной утилизации в поверхностных слоях первичного органического вещества, которое оседает на дно, т.е. не вводится в пищевой оборот: система оказывается несбалансированной.

Анализ продуктивности морских экосистем основывается на данных о первичной продукции, выраженных в количестве органического углерода  $C_{\text{орг}}$ , создаваемого первичными продуцентами на единице площади в единицу времени. Такие наблюдения длительное время проводятся в разных районах океана, неоднократно публиковались сводки данных по Баренцеву морю [17, 33], однако, как отмечается в обзорных работах, имеющиеся данные отрывочны, неоднородны в пространстве и времени, часто несопоставимы методически. Появление результатов дистанционного зондирования пока не изменило ситуацию, так как они не свободны от методических погрешностей и не позволяют получить ретроспективные оценки.

Как следует из результатов выполненной в ММБИ реконструкции многолетней изменчивости первичной продукции Баренцева моря, основанной на обобщенных данных о сезонном ходе этого показателя [19], в период с 1964 по 2002 г. он варьировал от 23 в 1970 г. до 69 ( $C_{\text{орг}}/м^2$  в год) в 2002 г. Аномалии продуктивности не коррелированы с аномалиями средней годовой температуры воды на Кольском разрезе (следует иметь в виду, что продуктивность осреднялась по всей акватории Баренцева моря, тогда как закономерности ее изменений в атлантической, арктической и прибрежных водных массах значительно различаются [20]).

Реакция зоопланктонных сообществ Баренцева моря на климатические воздействия ранее была исследована С.Ф.Тимофеевым [35]. Выявлен ряд различий

в динамике биомассы отдельных таксономических групп, обусловленных как изменениями в интенсивности поступления атлантических вод, так и региональными факторами (метеорологическими условиями прибрежной зоны, речным стоком). Так, наиболее чувствителен к воздействию атлантических вод вид *Calanus finmarchicus*, популяция которого формируется в водах Нордкапского течения. Эта закономерность свойственна и сообществам фитопланктона.

Многие виды зообентоса являются прекрасными индикаторами климатических изменений [38]. При этом сообщества бентоса, в отличие от планктонных, более консервативны и реагируют на продолжительные аномалии температуры воды в водной толще. По данным бентосных съемок на Кольском разрезе, выполненных в период «потепления Арктики» 1930–1940-х гг. и в современную эпоху, установлена устойчивая связь между аномалиями температуры воды и биомассой бентоса. Показано, что запаздывающий отклик биомассы на колебания температуры воды составляет от 3 до 8 лет в зависимости от продолжительности жизненного цикла особей тех или иных видов [36]. В качестве примера можно привести результаты анализа изменений видового состава и биомассы полихет на Кольском разрезе по данным нескольких съемок, выполненных с 1995 по 2007 г. [8]. Холодная аномалия 1997 г. сопровождалась интенсивным развитием арктической фауны, тогда как потепление середины 2000-х гг. привело к росту численности и биомассы бореально-арктических и бореальных видов.

Следует учитывать, что структура донных сообществ, зарегистрированная в различные годы, может быть не только индикатором периодов потепления или похолодания Баренцева моря, но и следствием донного тралового рыболовства в промысловых районах Баренцева моря [7].

Климатические изменения морской среды оказывают решающее влияние на миграции промысловых рыб и, как следствие, на географию рыбного промысла. Выполненное в ММБИ совместное обобщение климатической и промысловой информации за 30-летний период [9, 30] позволило установить закономерности миграций самого массового объекта промысла – баренцевоморской трески в зависимости от температуры воды и ледовой обстановки. Так, в экстремально холодный период конца 1970-х гг. границы нагульного ареала трески на востоке не выходили далее Мурманского мелководья и его северного склона, а в северо-западной части моря скопления трески к окончанию нагульного периода едва достигали Зюйдкапского желоба и Восточного склона Медвежинской банки (рис. 4а).

С наступлением теплой фазы климатических колебаний в начале 1990-х гг. началось перераспределение основных миграционных потоков трески. В аномально теплый период (2004–2006 гг.) миграционные потоки были направлены как на восток, так и на север (рис. 4б). При этом на востоке скопления трески в сентябре–октябре достигли прибрежных вод Новой Земли между 70–74° с.ш. Однако основной миграционный поток был все же направлен в северном направлении (район Надежды, Возвышенность Персея). Здесь промысловые скопления трески в августе–октябре распределялись на широкой акватории. На севере Возвышенности Персея рыба почти достигла 79° с.ш. (2005 г.), а на востоке треска по желобу Персея доходила до 42° в.д. (2006 г.).

Некоторая часть скоплений трески мигрировала в северном направлении по Центральной и Северной ветвям Нордкапского течения через Нордкинскую и Демидовскую банки в район Центральной возвышенности.

В целом в годы с высокой ледовитостью промысел, как правило, был ограничен районами в южной и юго-западной частях моря, в годы с отрицательными аномалиями ледовитости акватория лова расширялась в восточном и особенно в северном направлениях. При этом уже в апреле на северо-западе Баренцева моря успешный промысел велся севернее 76° с.ш. (рис. 5).

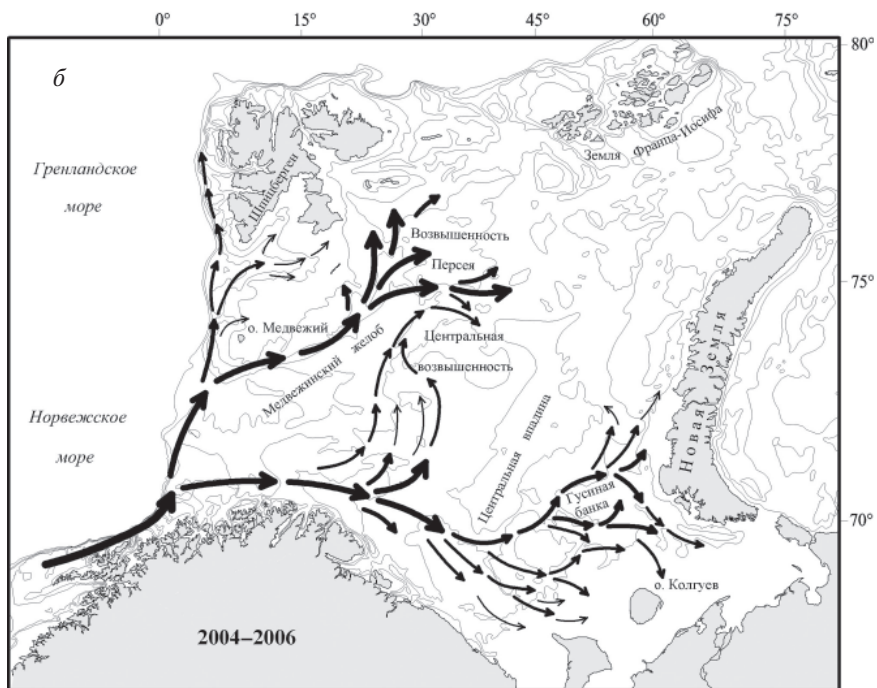
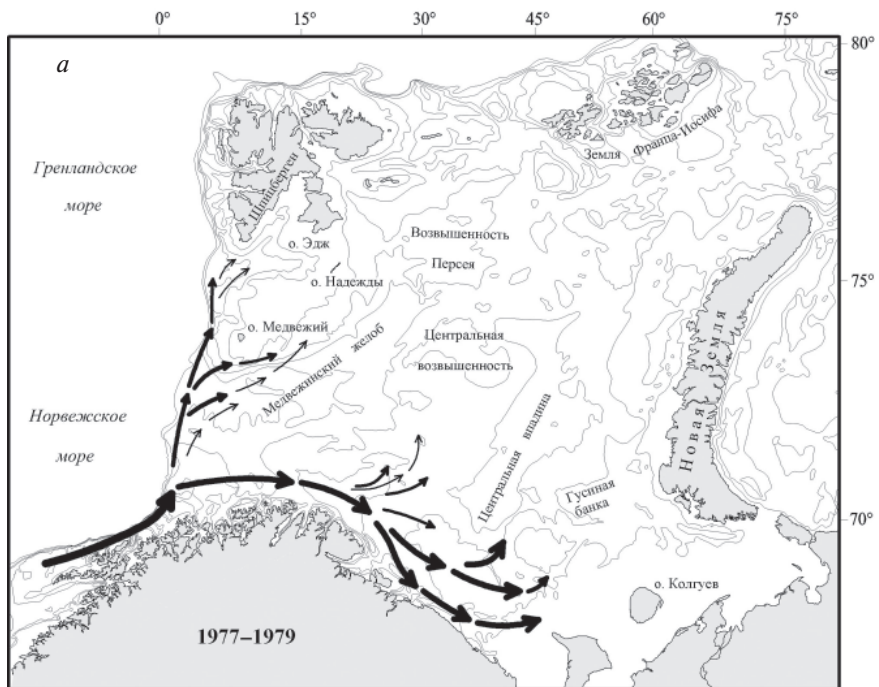


Рис. 4. Схема миграций промысловых скоплений трески в Баренцевом море в anomalно холодные (а) и anomalно теплые (б) годы



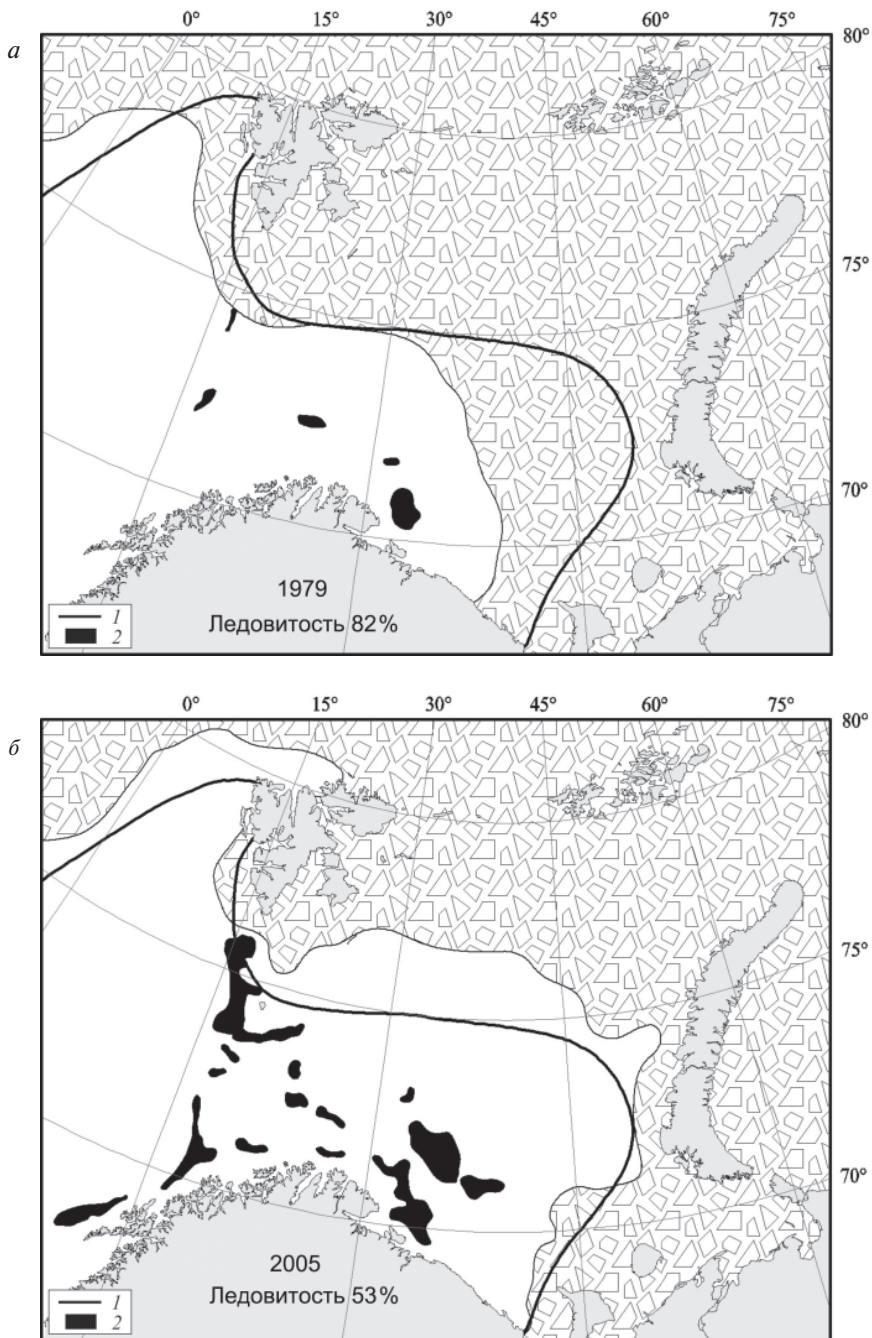


Рис. 5. Распространение льда и участки промысла трески в Баренцевом море в апреле холодного (а) и теплого (б) климатических периодов:

1 – среднее многолетние положение кромки льда в апреле, 2 – участки промысла

Для некоторых видов морских млекопитающих дрейфующие и припайные льды представляют собой среду обитания, поэтому климатические изменения могут оказать на них прямое воздействие. В научно-популярных изданиях и СМИ в последние годы особое внимание привлекается к судьбе белых медведей в условиях сокращения площади арктических льдов. По нашему мнению, эти опасения преувеличены. Как было показано выше, в окрестностях арктических архипелагов изменчивость ледяного покрова в летне-осенние месяцы очень высока даже в условиях стабильного ледового режима, поэтому белые медведи, ластоногие и другие представители морской фауны хорошо адаптированы к аномалиям разного масштаба. Это свойственно и другим таксономическим группам, населяющим литоральную зону. Так, водоросли-макрофиты на побережьях Баренцева и Белого морей устойчивы к образованию припайных льдов, кратковременным обмерзаниям литорали, воздействию штормового волнения на открытых участках побережья [5].

Можно полагать, что вековые климатические изменения не нарушают устойчивость экосистем, но могут стимулировать определенные перестройки видового состава и трофических связей. В этом отношении показательна история популяции вида-вселенца – камчатского краба в прибрежной зоне Кольского полуострова. Он был интродуцирован специалистами ММБИ в 1961–1966 гг., но длительное время численность популяции, остававшейся без внешней подпитки, была незначительной. Только в 1974 г. было подтверждено выживание краба в естественных условиях, до конца 1980-х гг. его численность не превышала 100 тыс. экз. С начала 1990-х гг. популяция стала расти по экспоненциальному закону и за несколько лет вышла на уровень 5–10 млн экз. Это совпало с преобладанием теплых аномалий в атлантической водной массе. Максимальная численность, оцениваемая в 21 млн экз., была достигнута в 2003 г. По мнению специалистов, при такой численности неизбежно резкое уменьшение биомассы бентоса, составляющего кормовую базу краба, что приведет к значительным изменениям структуры и динамики прибрежной экосистемы [3, 18].

Результаты комплексного анализа показателей состояния морских экосистем Европейской Арктики позволяют сделать следующие выводы.

1. Моря Европейской Арктики испытывают влияние глобального климатического фона преимущественно опосредствованно, через изменения океанической и атмосферной циркуляции. Колебания теплового состояния Баренцева моря непосредственно влияют на продуктивность экосистем и тем самым определяют изменения естественного биоресурсного потенциала.

2. Потепление и снижение ледовитости Баренцева моря, отмеченные в первом десятилетии XXI в., по интенсивности и продолжительности сопоставимы с потеплением 1920–1930-х гг. В самые последние годы (2007–2009 гг.) этот процесс сменился противоположным, и океанологические показатели приблизились к норме. Есть основания полагать, что дальнейшие изменения климатической системы будут носить циклический характер с периодом, близким к 30 годам.

3. Морские экосистемы хорошо адаптированы к многолетней изменчивости условий среды. Как правило, их состояние в большей степени зависит от антропогенных нагрузок (промыслового изъятия биоресурсов, преднамеренного и непреднамеренного вселения чужеродных видов).

4. Наиболее достоверным индикатором климатических изменений среды являются бентосные сообщества. Их реакция проявляется в изменениях численности и биомассы отдельных видов, а также в изменениях видового состава (соотношения между бореальными и арктическими видами).

5. Одним из важнейших следствий климатической динамики являются изменения ареалов промысловых видов рыб. Это влечет за собой смену районов дис-

локации промыслового флота и, как следствие, перераспределение промысловых нагрузок на морские экосистемы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Г.В., Захаров В.Ф., Иванов Н.Е.* Изменения современного климата Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 7–17.
2. Биология и океанография Северного морского пути. Баренцево и Карское моря. М.: Наука, 2007. 323 с.
3. Биология и физиология камчатского краба побережья Баренцева моря / Отв. ред. Г.Г.Матишов; Мурман. мор. биол. ин-т КНЦ РАН. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 170 с.
4. *Бузин И.В.* Оценки отдельных элементов ледового режима северо-восточной части Баренцева моря и шельфа Новой Земли // Труды ААНИИ. 2008. Т. 450. С. 111–131.
5. *Воскобойников Г.М.* Механизмы адаптации и регуляции роста у морских макрофитов Баренцева моря // Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки. Тез. докл. Межд. науч. конф. (Мурманск, 10–12 марта 2010 г.). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. С. 42–44.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Ф.С.Терзиева и др. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 280 с.
7. *Денисенко С.Г.* Многолетние изменения донной фауны Баренцева моря и гидрологические флюктуации вдоль разреза «Кольский меридиан» // 100 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море: Сб. докл. Междунар. симпозиума. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005. С. 65–76.
8. *Дикаева Д.Р.* Многолетние изменения полихет на разрезе «Кольский меридиан» (Баренцево море) в период климатических колебаний // Природа морской Арктики: современные вызовы и роль науки. Тез. докл. Межд. науч. конф. (Мурманск, 10–12 марта 2010 г.). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. С. 63–64.
9. *Жичкин А.П.* Атлас российского промысла трески в Баренцевом море (1977–2006 гг.). Мурманск: Радица, 2009. 212 с.
10. *Зубакин Г.К.* Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 160 с.
11. *Зубакин Г.К., Бузин И.В.* Характеристика многолетних изменений параметров климатической системы Баренцевоморского региона и возможный механизм ее развития // Труды ААНИИ. 2008. Т. 450. С. 59–80.
12. *Зубов Н.Н.* Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.
13. *Карсаков А.Л.* Закономерности и особенности режима вод Баренцева моря (по наблюдениям на вековом разрезе «Кольский меридиан»): Дис. ... канд. геогр. наук. Мурманск, 2010. 199 с.
14. Кольский залив: освоение и рациональное природопользование. М.: Наука, 2009. 381 с.
15. Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна (проект подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» федеральной целевой программы «Мировой океан»). Вып. 1. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. 557 с.
16. Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна (проект подпрограммы «Исследование природы Мирового океана» федеральной целевой программы «Мировой океан»). Вып. 2. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. 633 с.
17. *Кузнецов Л.Л., Шошина Е.В.* Фитоценозы Баренцева моря (физиологические и структурные характеристики). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. 308 с.
18. *Кузьмин С.А., Гудимова Е.Н.* Вселение камчатского краба в Баренцево море. Особенности биологии, перспективы промысла. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 236 с.
19. *Макаревич П.Р.* Структура и функционирование планктонных альгоценозов эстуарных экосистем шельфовых морей: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук (25.00.28 — океанология). Мурманск, 2004. 45 с.

20. Макаревич П.Р., Дружкова Е.И. Сезонные циклические процессы в прибрежных планктонных альгоценозах северных морей. Ростов н/Д: Изд. ЮНЦ РАН, 2010. 280 с.
21. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
22. Матишов Г.Г. Что воздействует на величину морских рыбных ресурсов? // Вестник РАН. 2004. Т. 74. № 8. С. 690–695.
23. Матишов Г.Г. Изменчивость климатического и ледового режимов и их влияние на судоходство в арктических и южных морях // Вестник РАН. 2008. Т. 78. № 10. С. 896–902.
24. Матишов Г.Г., Берестовский Е.Г., Матишов Д.Г. и др. Биоокеанографические признаки похолодания в Западной Арктике // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 2. С. 254–258.
25. Матишов Г.Г., Волков В.А., Денисов В.В. О структуре циркуляции теплых атлантических вод в северной части Баренцева моря // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 553–556.
26. Матишов Г.Г., Голубев В.А., Жичкин А.П. Температурные аномалии вод Баренцева моря в летний период 2001–2005 гг. // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 1. С. 112–114.
27. Матишов Г.Г., Денисов В.В. Экосистемы и биоресурсы европейских морей России на рубеже XX и XXI веков. Мурманск: ООО «МИП-999», 1999. 124 с.
28. Матишов Г.Г., Денисов В.В., Дженюк С.Л. Современный климатический тренд в Западной Арктике и состоянии биоресурсов Баренцева моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 289–295.
29. Матишов Г.Г., Дженюк С.Л. Научные изыскания в Арктике // Вестник РАН. 2007. Т. 77. № 1. С. 11–21.
30. Матишов Г.Г., Жичкин А.П. Опыт создания базы данных по географии рыболовства как интегрального показателя пространственно-временной изменчивости состояния больших морских экосистем // Вестник ЮНЦ. 2008. Т. 4. № 4. С. 31–37.
31. Матишов Г.Г., Зуев А.Н., Голубев В.А., Левитус С., Смоляр И. Мегабаза данных по океанографии и биологии морей Западной Арктики // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 2. С. 252–255.
32. Миронов Е.У. Ледовые условия в Баренцевом и Гренландском морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 с.
33. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
34. Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа (архипелаг и шельф) / Коллектив авторов. Апатиты, 1994. 256 с.
35. Тимофеев С.Ф. Влияние климатических факторов на изменчивость биомассы зоопланктона в различных частях Баренцева моря // Вековые изменения морских экосистем Арктики. Климат, морской перигляциал, биопродуктивность. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 33–49.
36. Фролова Е.А., Любина О.С., Дикаева Д.Р., Ахметчина О.Ю., Фролов А.А. Влияние климатических изменений на зообентос Баренцева моря (на примере нескольких массовых видов) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 1–3.
37. Эволюция экосистем и биогеография морей Европейской Арктики / Матишов Г.Г., Тимофеев С.Ф., Дробышева С.С., Рыжов В.М. СПб.: Наука, 1994. 222 с.
38. Galkin Yu.I. Long-term changes in the distribution of mollusks in the Barents Sea related to the climate // Berichte zur Polarforschung. 1998. Vol. 287. P. 100–143.
39. Koenigk T., Mikolajewicz U., Jungclaus J.H., Kroll A. Sea ice in the Barents Sea: seasonal to interannual variability and climate feedbacks in a global coupled model // Climate Dynamics. 2009. Vol. 32. P. 1119–1138.
40. Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea Multidecadal Variability // Geophysical Research Letters. 2009. Vol. 36. P. 1–13.
41. Matishov G.G., Matishov D.G., Moiseev D.V. Inflow of Atlantic-origin waters to the Barents Sea along Glacial Troughs // Oceanologia. 2009. Vol. 51. No. 3. P. 293–312.
42. Vinje T. Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998, 2001 // J. Climate. № 14(3). P. 255–267.

## CLIMATIC CHANGES OF THE EUROPEAN ARCTIC MARINE ECOSYSTEMS

*Contemporary climatic trends of the Barents Sea water temperature and ice cover area as main indices of the European Arctic marine ecosystems are characterized. The response of ecosystems on the climatic changes of the different trophic levels (plankton and benthic communities, commercial fish species) is investigated. The detection of climatic component of the ecosystem dynamics is possible only if intentional and unintentional anthropogenic impacts (withdrawal by fishery, bottom trawling, introduction of foreign species) are taken into account.*

*Keywords:* European Arctic, Barents Sea, marine ecosystems, climate, water temperature, ice cover area, plankton, bentos, commercial fish fauna.

## ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В МОРСКОЙ АРКТИКЕ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

*д-р геогр. наук Г.В.АЛЕКСЕЕВ, науч. сотр. Н.Е.ИВАНОВ,  
науч. сотр. А.В.ПНЮШКОВ, мл. науч. сотр. А.А.БАЛАКИН*

*ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, alexgv.@aari.ru*

*Анализируются аномалии состояния арктической климатической системы в первое десятилетие XXI века и в период проведения МПГ 2007/08 в сравнении с состоянием атмосферы, морских льдов и океана в Арктике в предшествующий период. Изменения в Арктическом бассейне сравниваются с изменениями в Северной Атлантике.*

*Ключевые слова:* изменения климата, морская Арктика, температура воздуха, морской лед, Арктический бассейн, Северная Атлантика, МПГ 2007/08.

В период МПГ 2007/08 по проекту ААНИИ «Комплексные исследования центральной части СЛО» проводились скоординированные широкомасштабные наблюдения в Арктическом бассейне с использованием научного судна ледокольного типа, вертолетов, дрейфующих станций. Одновременно выполнялись другие национальные и международные проекты, включавшие океанографические наблюдения с помощью стационарных и дрейфующих автономных устройств и измерения водообмена через проливы. В рамках проекта ААНИИ был выполнен также комплекс измерений структуры атмосферного погранслоя над льдом, газового состава и аэрозольных компонент, составляющих теплового баланса на поверхности Арктического бассейна.

Сравнение полученных результатов с результатами крупномасштабных наблюдений в 1970-е гг., наиболее освещенные наблюдениями в СЛО, а также в другие периоды, для которых имеются наблюдения, проливает свет на особенности и причины различий между ними. Благодаря полученным данным, объединенным с ранее накопленными данными о состоянии водных масс, морских льдов и атмосферы, оказалось возможным проследить развитие климатического феномена конца 1990-х — начала 2000-х гг. в морской Арктике, его связь с изменениями глобального климата и сравнить с потеплением в 1930–1940-е гг.

Для оценки изменений приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Арктике используем данные о среднемесячной температуре за столетний период на 30 станциях, расположенных севернее 60° с.ш. (рис. 1).

Такой выбор связан с тем, что существующие сеточные массивы данных о температуре с начала XX в. основаны на меняющемся во времени количестве арктических станций, что влияет на качество интерполяции в узлы сетки. Сравнения данных из сеточных массивов с данными на отдельных станциях показали существенные различия в средних значениях и в коэффициентах линейного тренда даже для современных массивов *NCEP* и *ERA-40* [7]. Использование постоянного набора станций позволяет избежать проблем, связанных с интерполяцией, и применять при оценке изменений как простое осреднение исходных данных, так и построение распределений различных статистик временных рядов, рассматриваемых как реализации в ансамбле. Сеточный массив *NCEP* использовался для дополни-



тельной верификации результатов анализа изменений температуры после 1950 г. Сравнение средних по станциям со средними по данным *NCEP* в соответствующих областях за этот период показало, что коэффициенты корреляции между рядами среднемесячных ПТВ находятся в пределах 0,81–0,90.

Изменения средней по 30 станциям приповерхностной температуры воздуха, а также средней по станциям в приатлантической и тихоокеанской половинах области, разделенных по меридианам 90–270° в.д., в каждый сезон и в среднем за год за столетний период представлены на рис. 2.

Коэффициенты тренда за весь период для всех рядов положительны и, за исключением 5 рядов, значимы на 95 % и более уровне. Для всех рассматриваемых областей осенние тренды минимальны и незначимы, а весенние все значимы. В целом тренды в тихоокеанской половине области сильнее, чем в атлантической. При этом оценки трендов неустойчивы к сдвигу начала ряда на более поздние годы. Коэффициенты тренда быстро убывают по мере приближения начала ряда к 1925 г. вплоть до смены знака тренда для зимы.

Сравнение средних температур за десятилетие 1998–2007 гг. и за самое теплое десятилетие первого потепления показывает, что в среднем за год, весной и летом ПТВ в десятилетие 1998–2007 гг. лет выше во всех рассматриваемых районах. Однако зимой соотношение обратное для всей области и ее атлантической половины. Осенью 1998–2007 гг. теплее, при этом самые теплые осенние сезоны в период первого потепления отмечались в конце 1940-х – начале 1950-х гг.

Сравнение двух потеплений в терминах порядковых статистик рядов среднемесячных данных на 41 станции (с 1921 г.) позволяет проследить эволюцию распределения наиболее теплых и холодных месяцев в 1921–2008 гг. Порядковая статистика  $x_{(i)}$  ( $i$ -тое значение вариационного ряда), где  $i = N(np + 1)$  – наибольшее целое число в  $(np + 1)$ ,  $n$  – длина ряда,  $N$  – оператор взятия целого числа,  $p$  – порядок квантиля, используются для определения года, в который ПТВ в данном

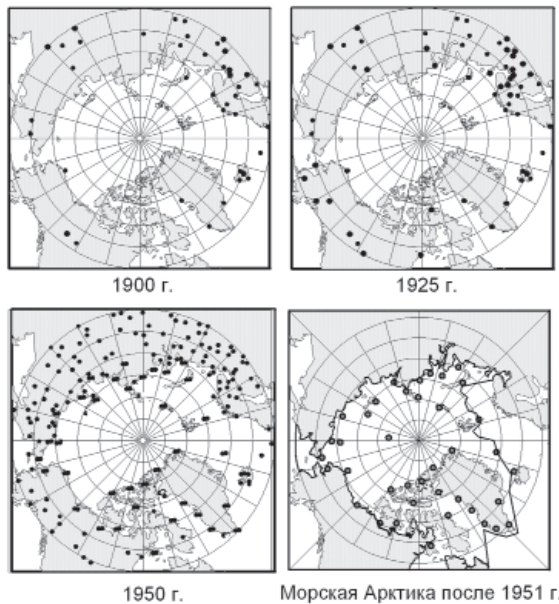


Рис. 1. Метеорологические станции в Северном полушарии севернее 60° с.ш. в разные периоды XX в. и в морской Арктике после 1951 г. [1]

месяце и на данной станции была ниже заданного квантиля  $x_p$ . Точно так же  $x_{(i)}$ , где  $i = N(n(1 - p) + 1)$ , используется для определения года, в который ПТВ выше  $x_{1-p}$ .

Суммирование отмеченных таким образом аномальных лет по всем станциям, состоящее в подсчете числа случаев, когда данный год попадал в выбранный интервал ( $< x_p$  или  $> x_{1-p}$ ),  $p = 0,05$  дает распределение повторяемости таких случаев на диаграмме год/месяц. Также подсчитывается число экстремумов, приходящихся на данный год в данном месяце суммарно по всем станциям. Чтобы повысить

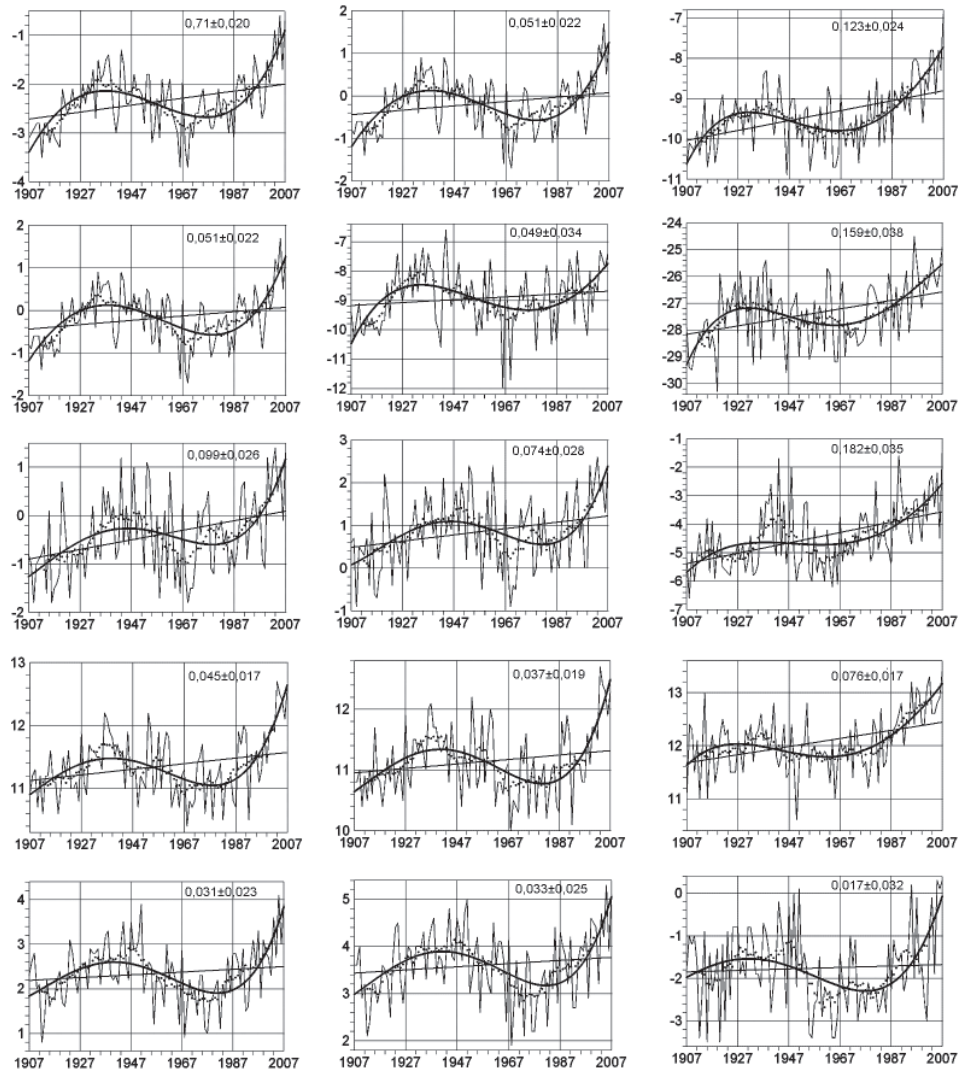


Рис. 2. Вековой ход ПТВ.

Сверху вниз: средняя за год, за ноябрь–март, апрель–май, июнь–август и сентябрь–октябрь приповерхностная температура воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ), осредненная по 30 станциям к северу от  $60^{\circ}$  с.ш. (левая колонка), по станциям в атлантической (центральная колонка) и тихоокеанской (правая колонка) половинах этой области. Прямая наклонная линия – тренд, точки – скользящие средние за 11 лет, жирная кривая линия – аппроксимация полиномом 4-ой степени. Цифрами даны значения коэффициента тренда и его стандартной ошибки,  $^{\circ}\text{C}/10$  лет



достоверность и наглядность представления получаемых таким образом значений повторяемости, проводилось их суммирование внутри скользящих интервалов по 9 лет с отнесением полученной суммы к середине интервала. Представление полученных значений на диаграмме (год, месяц) показывает эволюцию температурных условий в арктическом регионе на протяжении рассматриваемого периода в зависимости от месяца года (рис. 3).

Видно, что потепления выделяются увеличенной повторяемостью очень теплых месяцев и максимумов среднемесячной ПТВ с начала 1930-х до начала 1950-х гг. и с середины 1980-х гг. и до конца рассматриваемого периода. Причем в первый период сильнее теплели декабрь–февраль, май–июнь и сентябрь, а теплые октябрь отмечались в начале 1950-х гг. Во втором потеплении выделяются теплые февраль в первой половине 1990-х гг., а в 2000-х гг. – март–апрель, июль–август октябрь–декабрь. Заметно также потепление во второй половине 1950-х гг. с более теплыми мартом, маем и октябрём. Если просуммировать рассматриваемые повторяемости по сезонам и за год, то можно увидеть, что число теплых месяцев увеличилось в последнее десятилетие, причем быстрее всего летом и за год в целом.

На рис. 2 помимо положительного тренда в изменениях средней ПТВ в Арктике хорошо выражено долгопериодное колебание, формируемое потеплениями 1930–1940-х и 1990–2000-х гг. и понижением температуры в 1970-е гг. Предполага-

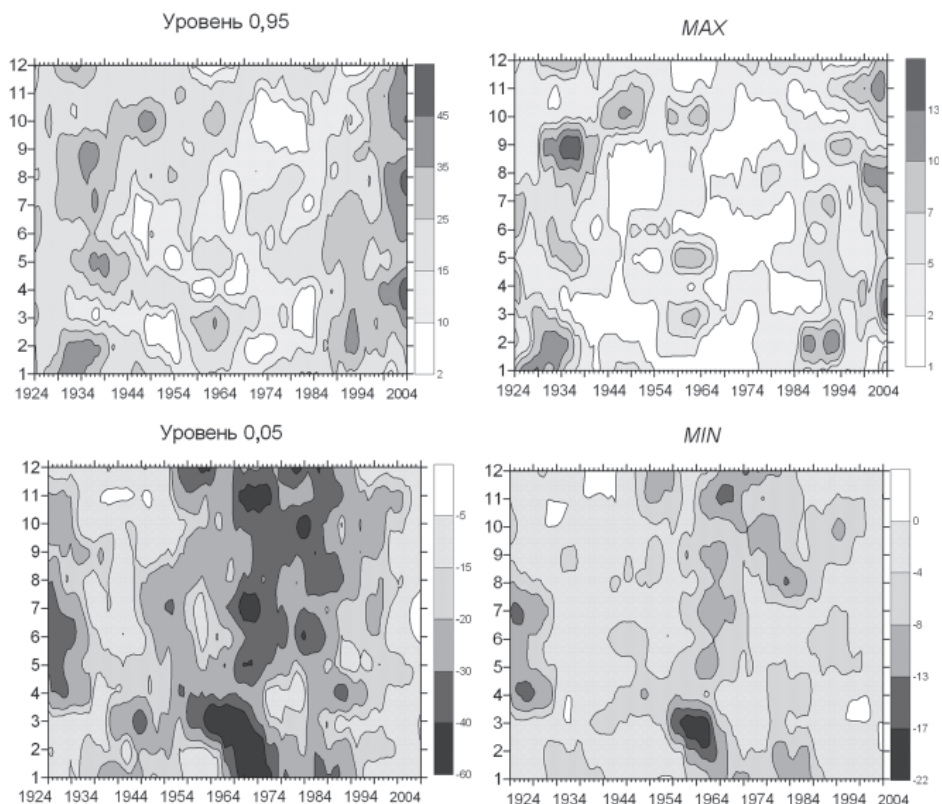


Рис. 3. Диаграммы повторяемости anomalously теплых и холодных месяцев

Верхний ряд: слева – распределение числа очень теплых (> 95 % уровня), справа – самых теплых месяцев; нижний ряд: слева – распределение числа очень холодных (< 5 % уровня), справа – самых холодных месяцев на 41 станции к северу от 60° с.ш. в скользящих 9-летних интервалах за 1921–2008 гг.

ется, что это проявление низкочастотного колебания естественного происхождения с периодом 60–70 лет [12, 16, 19]. Дисперсионный анализ ряда среднегодовой ПТВ для рассматриваемой области показывает, что на долю низкочастотного колебания (НЧК), аппроксимированного суммой трех ( $k = 2-4$ ) членов разложения по полиномам Чебышева, приходится 37 % изменчивости среднегодовой ПТВ, в то время как на долю линейного тренда 11 % и на долю остатка, соответственно, 52 %.

Распределение вклада определенного таким образом НЧК в изменчивость среднегодовой ПТВ весьма неравномерно (рис. 4). Наибольший вклад (от 22 до 45 %) отмечается на 7 станциях в гренландско-исландском районе, который и формирует вклад НЧК в изменения средней температуры в Арктике. Таким образом, выделенное низкочастотное колебание представляет собой известную атлантическую междесятилетнюю осцилляцию (АМО), поэтому будем далее использовать этот термин.

Разложение АМО в ряд Фурье показывает, что в распределении вклада первой его гармоники также выделяется гренландско-исландский регион. Время наступления ее первого максимума здесь приходится на 1940-е гг. (рис. 4б). Следует отметить, что изменения среднегодовой ПТВ в этом районе отличаются необычайно быстрым ростом в течение десятилетия 1920-х гг., не имеющим аналогов ни в одном другом регионе.

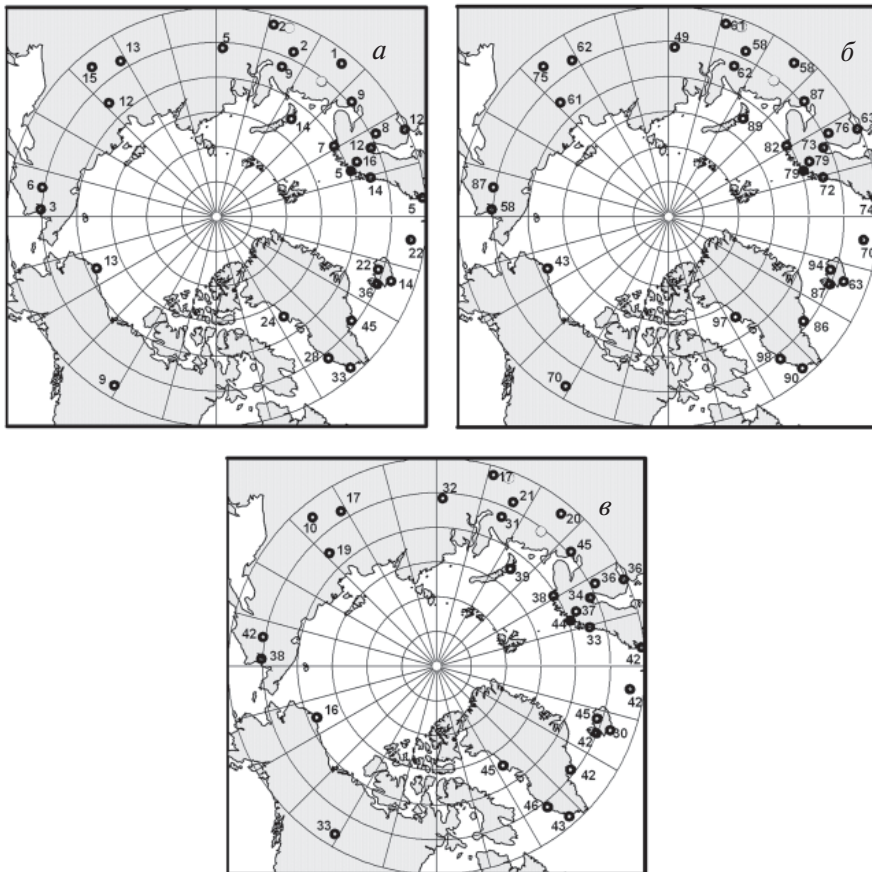


Рис. 4. Характеристики атлантической междесятилетней осцилляции АМО: *a* – вклад (%) АМО в изменения среднегодовой ПТВ, *б* – вклад (%) первой гармоники Фурье-разложения АМО, *в* – год максимума первой гармоники (две последние цифры после 19)

Другая особенность выделенного АМО в том, что рост ПТВ во втором его полупериоде (после 1970-х гг.) отличается от такового в первом полупериоде. Эту особенность можно использовать для приближенной оценки усиления (ослабления) амплитуды колебания вследствие дополнительного внешнего воздействия, предположительно антропогенного. В пользу предположения об антропогенном усилении АМО после 1970-х гг. свидетельствуют результаты экспериментов с глобальными моделями климата при неизменном и растущем содержании CO<sub>2</sub> в атмосфере [14]. Расхождения между средней (глобальной, полушарной, региональной) ПТВ при постоянной концентрации и при растущем содержании CO<sub>2</sub> начинаются как раз в середине 1970-х гг. Исходя из этого, усиление АМО оценим как разность между максимальными вкладами 31-летних трендов, аппроксимирующих рост ПТВ на стадии развития обоих потеплений. Разность максимальных вкладов тренда, измеряемых регрессионной суммой квадратов, в последнем и первом потеплениях отнесем к максимальному вкладу тренда в последнее потепление:

$$K_a = [(S_{r2} - S_{r1}) / S_{r2}] \times 100 \% ,$$

где  $K_a$  – усиление АМО, %,  $S_{r2}$  и  $S_{r1}$  – регрессионные суммы (дисперсионный вклад тренда, умноженный на 31). В случае превышения  $S_{r1}$  над  $S_{r2}$ , разность относим к  $S_{r1}$ . В этом случае  $K_a$  характеризует ослабление вклада АМО во втором потеплении.

В табл. 1 приведены результаты расчета для каждого сезона и среднегодовой ПТВ во всей области к северу от 60° с.ш. и ее атлантической и тихоокеанской половин, разделенных по меридиану 90–270°. В соответствии с полученными оценками зимой нет усиления АМО ни в одной области. В остальные сезоны АМО усиливается как в целом в рассматриваемой области, так и в обеих ее половинах

Таблица 1

**Сравнение трендов за 31-летние периоды роста ПТВ в первом и втором потеплениях в области севернее 60° с.ш.**

Вся область										
	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
Период	1908–1938	1978–2008	1908–1938	1966–1996	1909–1939	1978–2008	1910–1940	1978–2008	1908–1938	1979–2009
Коэф. тренда	0,0514	0,0556	0,0910	0,0672	0,0438	0,0538	0,0296	0,0499	0,0554	0,0614
Регр. сумма	6,51	7,13	20,77	11,78	4,96	7,13	2,54	6,82	7,44	9,61
Разн. сумм	0,62		–8,99		2,17		4,28		2,17	
Усиление	9 %		–43 %		30 %		63 %		22 %	
Атлантическая часть (270–90° д.)										
Период	1908–1938	1978–2008	1907–1937	1979–2009	1909–1939	1978–2008	1919–1940	1978–2008	1908–1938	1979–2009
Коэф. тренда	0,0552	0,060	0,0953	0,0735	0,0499	0,0552	0,0342	0,0505	0,0612	0,0506
Регр. сумма	8,37	8,68	22,63	13,95	6,20	8,06	2,48	5,89	8,99	6,82
Разн. сумм	0,31		8,68		1,86		3,41		–2,17	
Усиление	1 %		–38 %		23 %		58 %		–24 %	
Тихоокеанская часть (90–270° д.)										
Период	1908–1938	1977–2007	1908–2008	1965–1995	1914–1934	1979–2009	1902–1932	1978–2008	1901–1931	1979–2009
Коэф. тренда	0,0404	0,0567	0,0915	0,0774	0,0370	0,0630	0,0209	0,0469	0,0562	0,1178
Регр. сумма	4,65	8,37	21,39	15,81	5,27	10,54	0,93	5,27	8,37	35,03
Разн. сумм	3,72		5,58		5,27		4,34		26,66	
Усиление	44 %		–26 %		50 %		82 %		76 %	

(за исключением осени в атлантической половине области). При этом наибольшее усиление приходится на лето. В среднегодовой ПТВ усиление потепления значительно в тихоокеанской половине области, практически отсутствует в атлантической половине и незначительно во всей области. Если отнести причину отмеченного усиления на счет антропогенного роста содержания  $\text{CO}_2$ , то его вклад в среднем за год невелик, но весьма значителен летом и весной.

Заключение об усилении тренда ПТВ в последнее 31-летие в теплую половину года по сравнению с трендом в зимние месяцы подтверждается сравнением рангов коэффициентов тренда за оба 31-летних периода. В ноябре, декабре и январе первое потепление развивалось значительно интенсивнее по сравнению с последним потеплением, а в наиболее теплые месяцы – в июне и июле – тренд во второй период был намного сильнее. Особенно велико различие в скорости потепления в июне. Изменение числа «теплых» ( $T > 95\%$  уровня) месяцев в 9-летних скользящих интервалах показывает, что последние 20 лет число «теплых» июней на 40 станциях севернее  $60^\circ$  с.ш. увеличилось почти вдвое.

Для анализа изменений температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана (СЛО), используем данные 41 станции, расположенных на островах и побережье СЛО (рис. 1б). Такие данные в полном объеме имеются с 1951 г. [1].

Средняя за зимние (ноябрь–март) и летние (июнь–август) месяцы ПТВ на станциях в морской Арктике показана на рис. 5а, б. Видно быстрое убывание от-

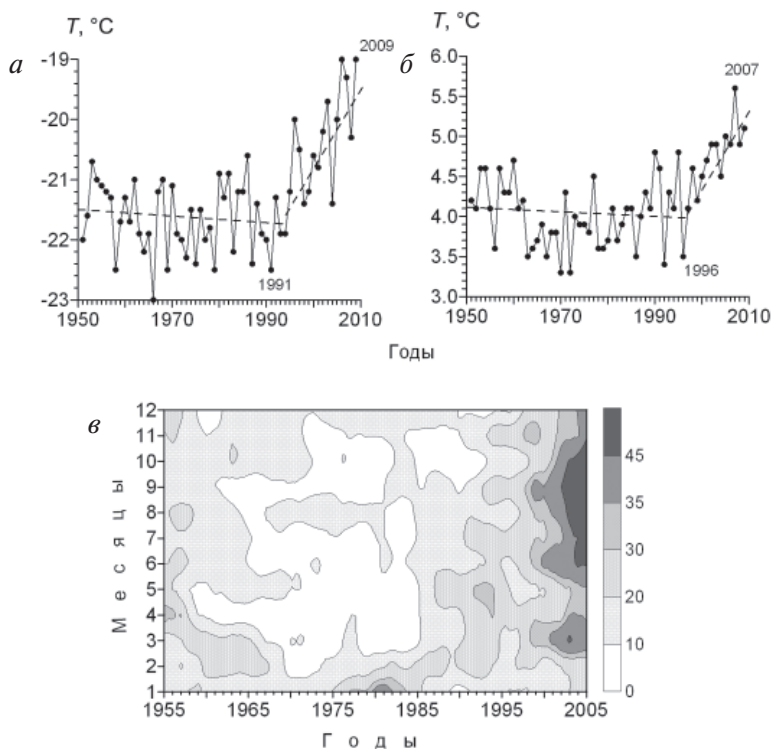


Рис. 5. Временные ряды сезонной ПТВ и диаграмма повторяемости anomalously теплых и холодных месяцев на 41 станции в морской Арктике в 1951–2008 гг.:

а – средние зимние (ноябрь–март), б – средние летние (июнь–август) ПТВ, в – число выходов средне-месячной ПТВ на станциях за 95 % уровень, суммированное по скользящим 9-летиям

рицательных температур после 1991 г. и быстрый рост положительных температур после 1996 г. с абсолютным рекордом в 2007 г. При этом зимние температуры до 1991 г. и летние до 1996 г. имели слабые отрицательные тренды, которые сменились на значимые положительные тренды.

Таким образом, потепление в морской Арктике развивалось неравномерно, в основном с середины 1990-х гг. Предшествующие относительно теплые летние сезоны отмечались в 1960-е гг. Этот вывод подтверждается изменениями ПТВ по данным *NCEP*, которые имеются с 1948 г. [18].

Во взаимодействии между Арктикой и остальной частью глобальной климатической системы важную роль принадлежит морскому ледяному покрову, который в то же время является индикатором изменений арктического климата. Наблюдаемое с начала 1980-х гг. постепенное сокращение летней площади морского льда (ПМЛ) в Арктике резко ускорилось в конце 1990-х гг. и достигло абсолютного минимума в сентябре 2007 г. (4,28 млн км<sup>2</sup> [16]). В 2008 и 2009 гг. произошло увеличение, которое в сентябре 2010 г. должно смениться уменьшением ПМЛ (рис. 6а). Заметим, что эти межгодовые колебания воспроизводятся авторегрессионными моделями, построенными на основе главных компонент годового хода ПМЛ в Северном полушарии с заблаговременностью до 2 лет. Соответствующие расчетные изменения ПМЛ показаны на рис. 6 а вместе с данными наблюдений.

В зимний период морские льды покрывают большую часть СЛО и распространяются к югу на опресненные акватории морей на континентальном шельфе [5]. В сибирских арктических морях (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) зимой лед занимает практически всю акваторию. К сентябрю лед отступает на наибольшее расстояние от побережья. Многолетние изменения в этот период дают наиболее полное представление о воздействии потепления на ПМЛ в этом районе (рис. 6 б).

Очевидно, что причина столь резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата. Чтобы количественно оценить эту связь, рассмотрим корреляцию между изменениями летней приповерхностной температуры воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре. В качестве индекса летнего потепления используем среднюю температуру воздуха в июне–сентябре на станциях, расположенных на побережье и островах в морской Арктике. Связь между изменениями этого индекса и ПМЛ в сентябре усиливается по мере развития потепления и характеризуется наибольшей корреляцией –0,90

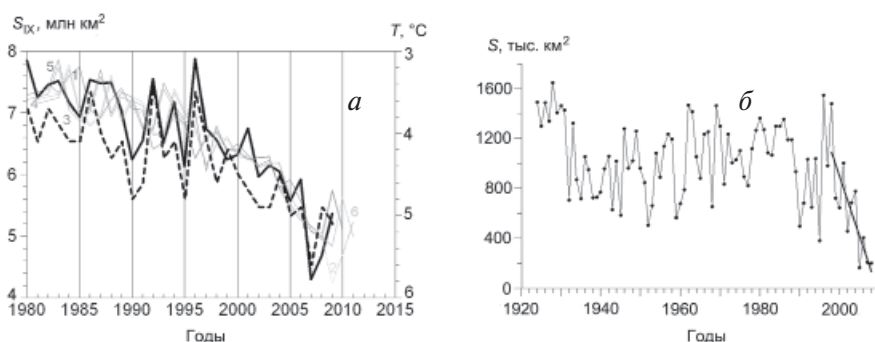


Рис. 6. Временные ряды площади морского льда ПМЛ:

*a* – арктический морской лед в сентябре по данным NSIDC [16], тренд за 1998–2008 гг. составляет 38 %, сплошные жирные линии представляют результаты расчетов ПМЛ по авторегрессионным моделям, пунктир – средняя температура воздуха в июне–августе в морской Арктике; *б* – морской лед в сентябре в Сибирских арктических морях, тренд за 1998–2008 гг. равен 79 %



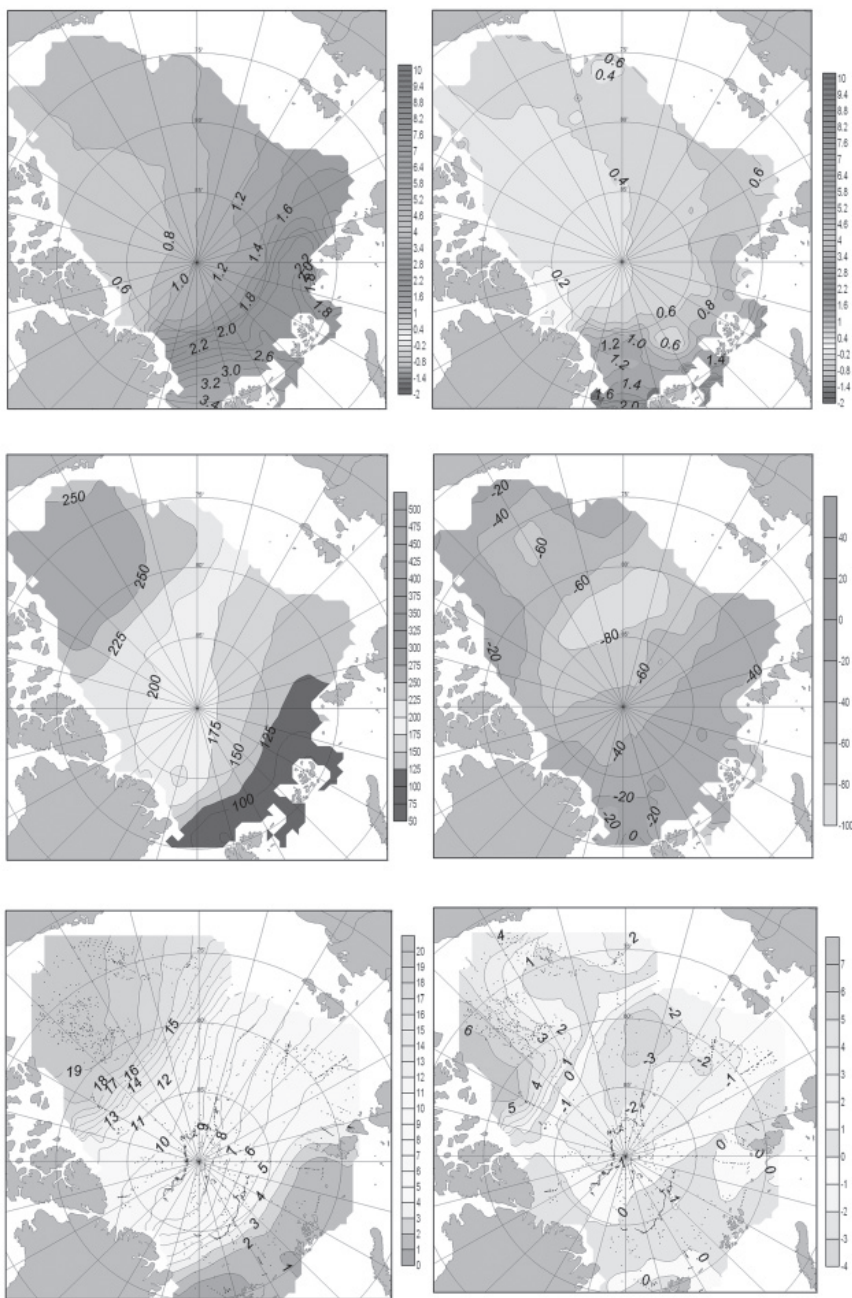


Рис. 7. Океанографические характеристики атлантической воды в начале XXI в.

Сверху вниз: слева – максимальная температура в слое АВ, глубина верхней границы слоя (нулевой изотермы), содержание пресной воды (пресноводный эквивалент, м) в слое выше изохалины 34,80 ‰ по данным океанографических наблюдений в Арктическом бассейне в 2000–2008 гг.; справа – аномалии относительно средних полей за 1970-е гг. по данным атласа EWG [13]

для ряда ПМЛ по спутниковым данным за 1979–2009 гг. (рис. 6а). Корреляция между суммой отрицательных зимних температур воздуха и ПМЛ в марте слабее, поскольку разрастание площади льдов зимой ограничено берегами и границей распространения слоя опресненной воды в высоких и умеренных широтах Атлантического и Тихого океанов [5].

Результаты расчетов будущего арктических морских льдов на глобальных моделях климата представлены во многих публикациях, включая четвертый оценочный доклад МГЭИК [14]. Наблюдаемое сокращение площади льда значительно опережает модельные реализации. Основная причина расхождений в оценке изменений площади льда между моделями и наблюдениями в том, что модели значительно занижают летнюю температуру воздуха в Арктике вследствие, по-видимому, недостаточной чувствительности к изменениям радиационного воздействия и с занижением интенсивности собственной изменчивости климатической системы в Арктике [2].

Для формирования климата морской Арктики важным процессом является поступление теплой и соленой воды из Северной Атлантики, которая служит источником тепла в приатлантическом секторе Арктики и источником соли для арктических вод, подвергающихся постоянному опреснению. Поэтому мониторинг притока и распространения атлантической воды (АВ) в Арктическом бассейне составляет часть слежения за изменениями климата Арктики [4, 15, 17].

Благодаря активным международным экспедиционным исследованиям в 1990-е и особенно в 2000-е гг., получившим особый размах в период МПГ 2007/08, были получены обширные океанографические данные в разных районах Арктического океана. В этот же период стала поступать океанографическая информация с дрейфующих океанографических буев. В итоге значительное число океанографических станций покрыло почти всю акваторию Арктического бассейна, что позволяет построить средние океанографические поля за десятилетия 1990-х, 2000-х гг. и в период МПГ и сравнить их с полями 1970-х гг., наиболее полно освещенными данными наблюдений в прошлом [5]. Метод построения полей и поля по данным за 2007 г. представлены в статье [3]. На рис. 7 показаны поля океанографических характеристик слоя АВ за 2000–2008 гг. — период максимального на данный момент развития потепления.

Наибольшее потепление в слое АВ в рассматриваемый период произошло в основном потоке АВ вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м) в центральной части Арктического бассейна. Вследствие этих изменений в вертикальной структуре водных масс тол-

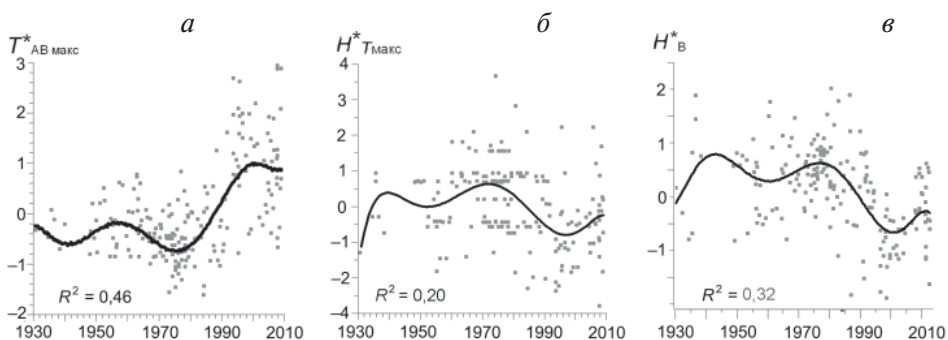


Рис. 8. Нормированные аномалии характеристик слоя АВ, обобщенные по 5 районам Арктического бассейна:

*а* — максимальная температура воды, *б* — глубина максимума температуры, *в* — глубина верхней границы слоя (нулевой изотермы)

щина верхнего опресненного слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъема верхней границы слоя АВ, и, как следствие, здесь уменьшилось содержание пресной воды в слое над изохалиной 34,80 ‰. Произошло перераспределение «избытка» пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна, в результате которого увеличилось ее количество в акватории, прилегающей к островам Канадского архипелага и Аляски, что ведет к увеличению стока пресной воды через проливы в Канадском архипелаге.

Обобщение океанографических данных, собранных в Арктическом бассейне с начала наблюдений, позволило выбрать районы, наиболее освещенные наблюдениями, и сформировать климатические ряды характеристик АВ по 2009 г. включительно. Одной из таких характеристик является максимальная температура в слое АВ в шести районах Арктического бассейна, представленная в [3]. На рис. 8 показаны обобщенные по пяти районам в Арктическом бассейне (без пролива Фрама) нормированные (на СКО) аномалии (относительно соответствующих средних за период наблюдений), максимальная температура в слое АВ, глубина максимальной температуры и положение верхней границы слоя.

Несмотря на значительный разброс нормированных аномалий, аппроксимация ортогональными полиномами выделяет междесятилетние колебания характеристик с соответствующими экстремумами. Максимумы температуры АВ приходятся на 1930-е, 1950-е и 1990–2000-е гг. Соответствующие им минимумы глубины максимальной температуры и глубины верхней границы слоя АВ приходятся на эти же периоды.

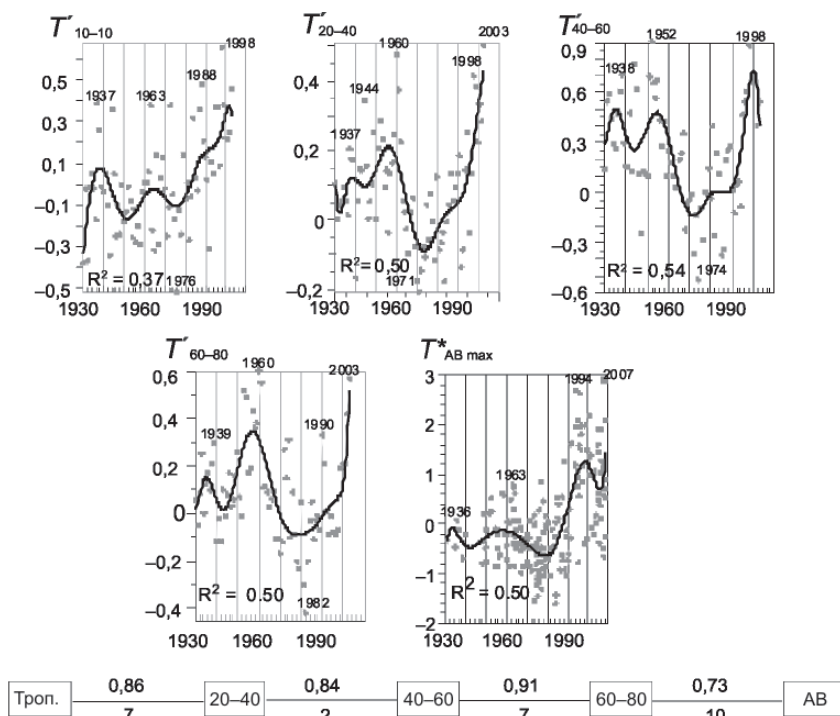


Рис. 9. Аномалии среднегодовой температуры воды в 4 районах на поверхности Северной Атлантики (слева направо: 10° ю.ш.–10° с.ш., 20–40° с.ш., 40–60° с.ш., 60–80° с.ш.) по данным HadSST [21] и обобщенные нормированные аномалии максимальной температуры АВ в Арктическом бассейне. На каждом графике указан коэффициент детерминации ( $R^2$ ) и отмечены годы экстремальных значений. Под графиками аномалий показаны коэффициенты корреляции между ними после 11-летнего скользящего осреднения (сверху) и соответствующие им запаздывания в годах (внизу), найденные для всего ряда 1870–2003 гг.



Сопоставление изменений характеристик АВ в Арктическом бассейне с изменениями температуры воды на поверхности Северной Атлантики от тропиков до Северо-Европейского бассейна обнаруживает здесь подобные междесятилетние колебания, постепенно распространяющиеся в Атлантике с юга на север (рис. 9).

Суммирование запаздываний дает общее время перемещения аномалий из тропиков в Арктический бассейн в 26 лет. В то же время во всех районах экстремальные аномалии приходится на близкие годы и отмечается сходный рост положительных аномалий в последние три десятилетия. По-видимому, запаздывание связано с переносом аномалий крупномасштабной океанической циркуляцией, а близкие по времени аномалии возникают под влиянием глобальных внешних воздействий, ответственных, в том числе, за потепление последних десятилетий.

#### КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Потепление в морской Арктике развивалось с начала 1990-х гг., ускорилось в 2000-е гг. и более всего проявилось в летние месяцы.

В этот же период ускорилось сокращение летней площади льда и повышение температуры воды в слое АВ в Арктическом бассейне.

В изменчивости температуры воздуха в атлантической части Арктики более 30 % составляет вклад 60-летнего колебания (АМО). Усиление АМО на фазе его роста в последние три десятилетия, предположительно за счет антропогенного фактора, наибольшее летом и отсутствует зимой.

Глобальные модели недооценивают летнее потепление и, как следствие, летнее сокращение площади льда в Арктике.

Изменения в состоянии водных масс Арктического бассейна в слое воды атлантического происхождения связаны с процессами в Мировом океане.

*Исследования, результаты которых представлены в статье, выполнены в рамках кластера проектов ААНИИ по программе МПГ «Комплексные исследования центральной части Северного Ледовитого океана», целевой научно-технической программы Росгидромета на 2008–2010 гг. и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 06-05-64054, 07-05-13358 офи-и, 09-05-00232).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А., Радионов В.Ф. Мониторинг климата приземной атмосферы северной полярной области // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 18–32.
2. Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия АН, сер. ФАО. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
3. Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Иванов Н.Е., Ашик И.М., Соколов В.Т. Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ 2007/08 // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 7–14.
4. Алексеев Г.В., Фролов И.Е., Соколов В.Т. Наблюдения в Арктике не подтверждают ослабление термohалинной циркуляции в Северной Атлантике // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 277–280.
5. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеозидат, 1996. 214 с.
6. Константинов Ю.Б., Грачев К.И. Высокоширотные воздушные экспедиции «Север» (1937, 1941–1993 гг.) / Под ред. В.Т.Соколова. СПб.: Гидрометеозидат, 2000. 176 с.
7. Корблев А.А., Пнюшков А.В., Смирнов А.В. К вопросу о возможности использования данных реанализов ERA-40 и NCEP/NCAR для оценки изменений климата в северной полярной области // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 44–67.
8. Формирование и динамика современного климата Арктики / Под ред. проф. Г.В.Алексеева. СПб.: Гидрометеозидат, 2004. С. 27–46.

9. Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 104–108.
10. Шутилин С.В., Махитас А.П., Алексеев Г.В. Модельные оценки ожидаемых изменений ледяного покрова СЛО при антропогенном потеплении в XXI веке // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (79). С. 101–110.
11. Alekseev G.V., Johannessen O.M., Korablev A.A., Proshutinsky A.Y. Ocean and sea ice // Arctic Environment Variability in the Context of the Global Change / Edited by L.P.Bobylev, K.A.Kondratyev and O.M.Johannessen. Springer-Praxis, 2003. P. 107–236.
12. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Nagurny A.P., Ivanov N.E. Arctic sea ice data sets in the context of the climate change during the 20th century // Climate variability and extremes during the past 100 years. Series: Advances in Global Change Research. 2007. Vol. 33. P. 47–63.
13. Arctic Climatology Project. Environmental Working Group joint U.S. – Russian atlas of the Arctic Ocean – winter period / Edited by L.Timokhov and F.Tanis. Ann Arbor, MI: Environmental Research Institute of Michigan in association with the National Snow and Ice Data Center, 1998. CD-ROM.
14. Climate Change 2007: The Physical Science Basis // Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Quin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. and Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 996 p.
15. Delworth T.L., Manabe S., Stouffer R.L. Multidecadal climate variability in the Greenland Sea and surrounding regions: a coupled model simulation // Geophys. Res. Lett. 1997. Vol. 24. P. 257–260.
16. NSIDC. URL: [http://nsidc.org/data/seaice\\_index/index.html](http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html) [дата посещения 25.11.2010].
17. Kalnay E., Cai M. Impact of urbanisation and land-use change on climate // Nature. 2003. Vol. 423. P. 528–531.
18. Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E. et al. One more step toward a warmer Arctic // Geophys. Res. Lett. 2005. 32. L17605, doi:10.1029/2005GL023740.
19. Polyakov I., Johnson M.A. Arctic decadal and interdecadal variability // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. P. 4097–4100.
20. Polyakov I.V., Timokhov L., Walsh D., Dmitrenko I., Colony R.L., Johnson M., Carmack E., Hutchings J.K. A long-term circulation and water mass monitoring program for the Arctic Ocean // EOS Transactions. 2003. Vol. 84. P. 281–285.
21. Rayner N.A., Brohan P., Parker D.E., Folland C.K., Kennedy J.J., Vanicek M., Ansell T., Tett S.F.B. Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset // J. Climate. 2006. No. 19. P. 446–469.
22. Schlesinger M. E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // Nature. 1994. № 367. P. 723–726.

*G.V.ALEKSEEV, N.E.IVANOV, A.V.PNUSHKOV, A.A.BALAKIN*

## CLIMATE CHANGE IN THE MARINE ARCTIC IN THE EARLY XXI CENTURY

*Climate anomalies in the Arctic atmosphere, sea ice and ocean during first decade of XXI century are estimated and compared with ones in previous decades. Changes in the Arctic Ocean are compared with changes in the North Atlantic.*

*Keywords:* climate changes, marine Arctic, air temperature, sea ice, Arctic ocean, North Atlantic, IPY 2007/08.

## ЭМИССИЯ CO<sub>2</sub> В АТМОСФЕРУ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ АРКТИЧЕСКОГО МОРСКОГО ЛЬДА

канд. техн. наук А.П. НЕДАШКОВСКИЙ<sup>1</sup>, д-р физ.-мат. наук А.П. МАКШТАС<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, nealpa@mail.ru

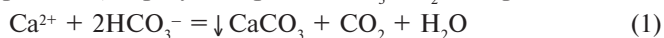
<sup>2</sup>ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, maksh@aari.ru

На основе данных натурных исследований, выполненных в 2007–2008 гг. на дрейфующей станции СП-35, проанализирована изменчивость общей щелочности и общего неорганического углерода в однолетнем морском льду. Показано, что в образующемся морском арктическом льду отношение общей щелочности и общего неорганического углерода к солёности такое же, как и в подледной воде. Установлено, что в процессе роста льда из его верхнего слоя, включающего снежуру, происходит эмиссия CO<sub>2</sub> в атмосферу. Приведено сравнение данных об эмиссии CO<sub>2</sub> из природного льда с результатами измерений количества CO<sub>2</sub>, выделяемого при искусственном замораживании морской воды при температуре окружающего воздуха (–27 ... –37 °С). Показано, что затруднение разделения продуктов реакции: Ca<sup>2+</sup> + 2HCO<sub>3</sub><sup>–</sup> = ↓ CaCO<sub>3</sub> + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O является важным фактором, контролирующим эмиссию углекислого газа при образовании морского льда. Величина эмиссии при нарастании льда от его образования до толщины 1 м составляет порядка 20 ммоль/м<sup>2</sup>год. Величина эмиссии CO<sub>2</sub>, обусловленная образованием льда в Арктическом бассейне и в арктических морях, может быть оценена величиной порядка 3 × 10<sup>10</sup> моль/год.

Ключевые слова: морской лёд, Арктический бассейн, неорганический углерод, эмиссия CO<sub>2</sub>.

### ВВЕДЕНИЕ

Обмен углекислым газом между океаном и атмосферой играет важную роль в регулировании концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере. Выделение CO<sub>2</sub> из морской воды в атмосферу происходит тогда, когда его парциальное давление в морской воде больше парциального давления углекислого газа в воздухе. Два обстоятельства способствуют этому: окисление органического вещества и повышение температуры морской воды. В условиях Арктики нужно учитывать еще один фактор, который может приводить к выделению CO<sub>2</sub> в атмосферу, а именно, образование и рост морского льда. Морской лёд – сложная физико-химическая система, состоящая из кристаллов пресного льда и включений морской воды [9]. Соли, содержащиеся во включенной в лёд морской воде, могут вступать в химические реакции. В частности, экспериментально показано [13, 15, 16], что во льду, который образуется при искусственном замораживании морской воды и разбавленных водных растворов, содержащих гидрокарбонаты, образуется фаза CaCO<sub>3</sub>\*6H<sub>2</sub>O по реакции:



Кристаллы CaCO<sub>3</sub>\*6H<sub>2</sub>O обнаружены также в морских льдах Арктики и Антарктики [11, 12]. Согласно реакции (1) выпадение карбоната кальция сопровождается образованием углекислого газа, который может выделяться в атмосферу [2]. Исследованию этой возможности в условиях Арктического бассейна посвящена настоящая работа, являющаяся, в известном смысле, продолжением исследований роли морского ледяного покрова в формировании годового цикла углекислого газа в нижнем слое арктической атмосферы, начатых в работе [10].

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Исследования выполнялись на дрейфующей станции СП-35 в период с ноября 2007 г. по июнь 2008 г. Дрейф станции начался севернее архипелага Северная Земля, продолжался в основном в западном направлении и закончился недалеко от архипелага Шпицберген. Исследование эмиссии  $\text{CO}_2$  при образовании морского льда включало проведение модельных опытов и серию натуральных наблюдений.

Модельные опыты заключались в проверке возможности выделения углекислого газа при замерзании морской воды в контейнере при температурах воздуха  $-27 \dots -37^\circ\text{C}$ . Измерение концентрации углекислого газа выполнялось с помощью автоматической системы измерения потоков  $\text{CO}_2$  (LI-8100, производство LI-COR Inc., США). При проведении модельных опытов использовались 2 методики измерений. По первой методике в цилиндрическую чашу диаметром 30 см, высотой 10 см наливалась подледная морская вода (высота слоя воды 5–6 см). В воду помещался датчик электронного термометра. Измерительная камера системы LI-8100 устанавливалась на чашу таким образом, чтобы нижняя часть цилиндра, который при проведении измерений герметично закрывался специальной крышкой, была опущена в воду до самого дна. Воздух, контактирующий с замерзающей водой, прокачивался через газоанализатор. Собранная система размещалась на открытом воздухе рядом с лабораторией, в которой находились собственно газоанализатор и электронный блок термометра. В опыте регистрировались изменения концентрации  $\text{CO}_2$  и температуры воздуха над замерзающей водой и температура замерзающей воды. Вторая методика отличалась от первой тем, что замерзание воды происходило в одном контейнере, а термометр, измеряющий температуру замерзающей воды, находился в другом аналогичном контейнере, заполненном таким же количеством воды и расположенном рядом с первым. Температура воздуха в пространстве над замерзающей водой в данном случае не измерялась. При использовании второй методики измерения концентрации  $\text{CO}_2$  производились только в начале и в конце опыта. Первая методика использовалась при небольших временах экспозиции (не более суток). При увеличении времени экспозиции использовалась вторая методика. Количество  $\text{CO}_2$ , выделяющегося при замерзании морской воды, в рассматриваемых опытах рассчитывалось по данным об изменении парциального давления  $\text{CO}_2$ . Относительная ошибка определения количества  $\text{CO}_2$  составляет 2 %.

Натурные исследования заключались в определении в морском льду общей щелочности и общего неорганического углерода и их изменении в процессе роста льда. Общий неорганический углерод ( $TC$ ) определяется как сумма концентраций трех форм, в которых неорганический углерод присутствует в морской воде:  $TC = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$ , причем формы неорганического углерода находятся в динамическом равновесии. Метод определения общего неорганического углерода в морском льду основан на измерении общей щелочности ( $TA$ ) и  $pH$  в талой воде, получаемой без газообмена с атмосферой, с последующим расчетом  $TC$  на основании теории карбонатной системы морской воды. Таяние льда без газообмена с атмосферой достигалось следующим образом. Образец льда весом 0,5–0,6 кг помещался в герметично закрываемый полистироловый контейнер объемом 1,1 л, который через отверстие в крышке с помощью сифонной трубки заполнялся водой. Для лучшей герметизации верх контейнера, закрываемый крышкой, изолировался, а контейнер переворачивался. Для заполнения контейнера использовалась морская вода с известными значениями  $TC$ ,  $TA$  и солёности ( $Sal$ ), агрессивная по отношению к возможной фазе  $\text{CaCO}_3$  в морском льду.

Подготовка воды выполнялась следующим образом. Полиэтиленовая канистра ( $V = 15$  л) практически полностью заполнялась подледной морской водой. При этом оставшийся объем воздуха составлял не более 0,1 л. В канистру для подавления

биологических процессов добавлялось 30 мл 0,2 М HCl и 3 мл насыщенного раствора HgCl<sub>2</sub>. Подготовленная таким образом морская вода (*Sal* ~ 34 ‰) имела при +15 °С *pH* ~ 6,9, *TA* ~ 1,86, парциальное давление CO<sub>2</sub> ~ 7,5×10<sup>3</sup> мкатм и степень насыщения кальцитом ~ 19 %. Жидкая фаза, получающаяся в контейнере после таяния льда, как правило имела при температуре 15 °С: соленость ~ 20 ‰, *pH* ~ 7,1–7,4, давление CO<sub>2</sub> ~ (2–3)×10<sup>3</sup> мкатм и степень насыщения кальцитом 15–20 %.

Массы льда и масса добавленной морской воды (*m<sub>ic</sub>*, *m<sub>w</sub>*) определялись на электронных весах GX-2000 (производство: A&D, Япония; точность взвешивания – 0,01 г). После завершения таяния в контейнере измерялись величина *pH*, общая щелочность и соленость. С помощью этих параметров рассчитывалось содержание общего неорганического углерода. При расчете *TC* учитывалось количество CO<sub>2</sub> в газовой фазе, образующейся в контейнере в процессе таяния льда (содержание CO<sub>2</sub> в газовой фазе рассчитывалось как равновесное при температуре контейнера перед измерением *pH*). Содержание общего неорганического углерода, общей щелочности и солености льда (*TC<sub>ic</sub>*, *TA<sub>ic</sub>*, *Sal<sub>ic</sub>*) рассчитывалось по формулам:

$$TC_{ic} = \frac{(TC + \Delta CO_2)_{cont} - TC_w \times (1 - \alpha_{ic})}{\alpha_{ic}}, \quad (2)$$

$$\alpha_{ic} = \frac{m_{ic}}{m_{ic} + m_w}, \quad (3)$$

$$\Delta CO_2 = \frac{(\Delta CO_2)_{gas}}{m_{ic} + m_w}, \quad (4)$$

$$(\Delta CO_2)_{gas} = \frac{(V_{gas} \times P(CO_2)) \times 10^{-6}}{22,4 \times (T/273)}, \quad (5)$$

$$Sal_{gas} = \frac{Sal_{cont} - Sal_w \times (1 - \alpha_{ic})}{\alpha_{ic}}, \quad (6)$$

$$TA_{ic} = \frac{TA_{cont} - TA_w \times (1 - \alpha_{ic})}{\alpha_{ic}}, \quad (7)$$

где: индекс «*ic*» относится ко льду, «*cont*» – к растаявшему льду и морской воде в контейнере, «*w*» – к воде, добавляемой в контейнер со льдом; *Sal*, *TA*, *TC* – соленость, общая щелочность и концентрация общего неорганического углерода (размерности *Sal*, *TA*, *TC* – ‰, мэкв/кг и ммоль/кг);  $\alpha_{ic}$  – массовая доля льда в контейнере;  $\Delta CO_2$  – поправка на двуокись углерода, содержащуюся в газовой фазе, образующейся в контейнере в процессе таяния льда (ммоль/кг);  $(CO_2)_{gas}$  – количество углекислого газа, содержащегося в газовой фазе (ммоль);  $V_{gas}$  – объем газовой фазы (мл);  $P(CO_2)$  – давление углекислого газа (мкатм), находящегося в равновесии с жидкой фазой в контейнере при температуре *T* (К);  $V_{gas} = V_{cont} - (m_{ic} + m_w)/d$  (*d* – плотность жидкой фазы в контейнере принимается равной 1 кг/л). Заметим, что используя *TC<sub>ic</sub>* и рассчитанные по формулам (6) и (7) *Sal<sub>ic</sub>* и *TA<sub>ic</sub>*, можно рассчитать давление углекислого газа в воде, образующейся при таянии льда.

Величина *pH* определялась потенциометрически в закрытой термостатированной ячейке, исключая обмен CO<sub>2</sub> с атмосферой, при температуре +15,0 °С. Рабочий объем ячейки 10 мл, измерительный электрод – ЭСЛ-43-07, электрод сравнения – ЭВЛ-1М (ЗИП, г. Гомель). Электрод сравнения находился в измерительной ячейке только во время снятия показаний, в остальное время он был погружен в насыщенный раствор KCl. Калибровка измерительного электрода выполнялась

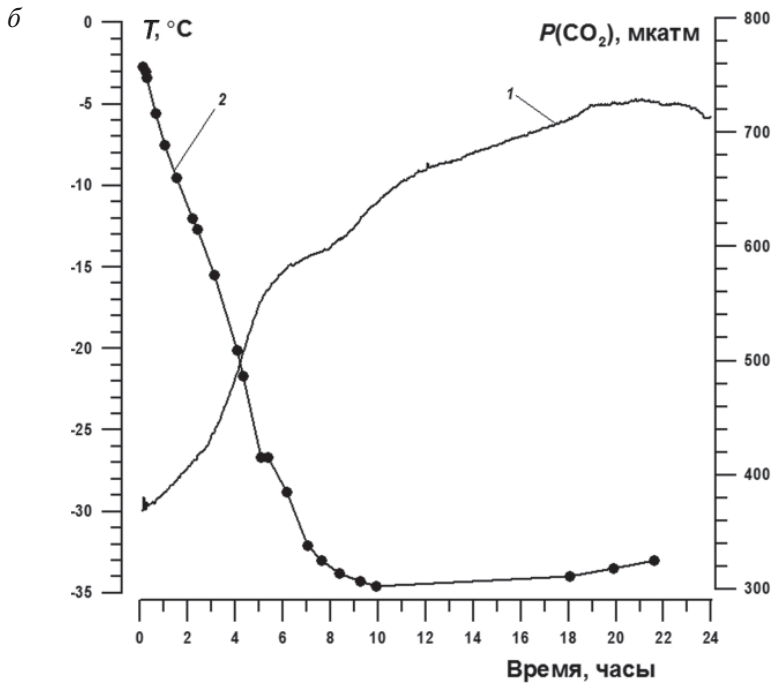
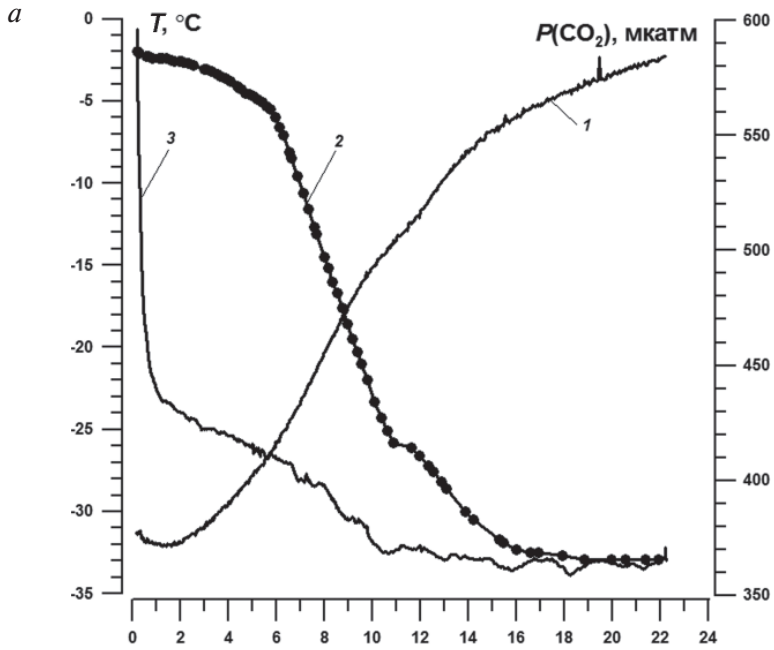


Рис. 1. Изменение парциального давления  $\text{CO}_2$  (1), температуры воздуха в пространстве над замерзающей водой (3) и изменение ее температуры (2) по методике 1 (а) и методике 2 (б)



по буферным стандартам 1-го разряда, изготовленным ВНИИФЗ. Использовались фосфатный и тетраборатный буферные растворы с величинами  $pH$  при  $+25,0\text{ }^\circ\text{C}$ , равными  $6,857 \pm 0,004$  и  $9,179 \pm 0,004$  соответственно, приготовленные на деионизованной воде, из которой кипячением удалялись растворенные газы. Термостатирование измерительной ячейки выполнялось с помощью электронного термостата F-12 (Julabo, Германия) с точностью  $0,1\text{ }^\circ\text{C}$ . Измерение э.д.с. ячейки выполнялось с помощью преобразователя SEVEN MULTI S80-K (Mettler Toledo, Швейцария) с точностью  $0,1\text{ мВ}$ . Ошибка определения  $pH$  составляла не более  $0,01\text{ ед. }pH$ .

Щелочность определялась методом прямого титрования соляной кислотой ( $\sim 0,02\text{ М}$ ) при выдувании  $\text{CO}_2$  воздухом, очищенным от углекислого газа и аммиака (метод Бруевича [7]). Калибровка проводилась по раствору карбоната натрия, приготовленному из точной навески. Титрование выполнялось потенциометрически на автотитраторе АТП-02 (Аквилон, г. Москва) до  $pH \sim 4,5$ . Точка эквивалентности определялась методом «ручной обработки» при  $pH = 5,5 \div 5,4$ . Точность определения щелочности  $0,004\text{ экв/л}$ . При расчете общего неорганического углерода и компонентов карбонатной системы использовались константы диссоциации угольной кислоты по Мербаху [8], диссоциации борной кислоты по Лимену [8], растворимость  $\text{CO}_2$  по Вейсу [17], растворимость кальцита по Миллеро [14]. Соленость льда определялась с помощью электросолемера ГМ-65, откалиброванного по стандартам морской воды ( $K_{15} = 1,00025$  и  $K_{21} = 0,3254$ ), изготовленного в Институте океанологии РАН им. П.П.Ширшова.

Отбор проб льда проводился по методике, описанной в [1]. Для получения кернов льда использовался кольцевой бур с диаметром кольца  $9\text{ см}$ . Взятый керн заворачивался в полиэтиленовую пленку и в таком виде доставлялся в полевую лабораторию, где при температуре окружающего воздуха распиливался на слои толщиной  $5\text{--}10\text{ см}$ , которые помещались в контейнеры для определения общего неорганического углерода. Как правило, поверхность исследуемого льда была покрыта небольшим слоем снежиры, соленость которой часто превышала соленость подледной воды. Перед бурением снежира с поверхности льда собиралась и также помещалась в контейнер для определения общего неорганического углерода. Площадь, с которой собиралась снежира, измерялась. Толщина слоя снежиры в пересчете на высоту слоя талой воды обычно составляла  $1\text{--}2\text{ см}$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В модельных опытах использовалась подледная морская вода, которая *in situ* имела парциальное давление  $\text{CO}_2$   $280\text{--}300\text{ мкатм}$  и была пересыщена по отношению к кальциту на  $250\text{--}260\text{ \%}$ . Опыты по ее замораживанию показали, что при образовании льда действительно происходит выделение углекислого газа. Результаты опытов по замораживанию морской воды приведены на рис. 1 и в табл. 1. На рис. 1 показано изменение парциального давления  $\text{CO}_2$  в контейнере, в котором происходило замерзание подледной морской воды при температуре окружающего воздуха. Наряду с изменением  $P(\text{CO}_2)$  на рисунке также показано изменение температуры воздуха в пространстве над замерзающей водой и изменение температуры воды и образовавшегося льда при ее замерзании. На рисунке видно, что время, за которое образующийся в контейнере лед принимал температуру окружающего воздуха, составляло  $10\text{--}16\text{ часов}$ . Именно в этот промежуток времени наблюдалась наибольшая скорость роста  $P(\text{CO}_2)$ . Ступеньки на кривых изменения  $P(\text{CO}_2)$  и температуры, вероятно, связаны с фазовыми переходами при замерзании морской воды.

Данные, представленные в табл. 1, показывают, что при замораживании морской воды при температуре окружающего воздуха количество выделившегося  $\text{CO}_2$  составляет  $3\text{--}7\text{ \%}$  от потенциально возможного. Потенциально возможное количество  $\text{CO}_2$ , которое может выделиться при замерзании исследуемой мор-

Результаты определения количества  $\text{CO}_2$ , выделяющегося при замерзании морской воды при температуре атмосферного воздуха

Дата	$S$ , см <sup>2</sup>	Масса мор. воды, г	$H$ , см	Интервал времени, час	$T$ , °C	$Sal$ мор. воды, ‰	$TC$ мор. воды, ммоль/кг	Эмиссия $\text{CO}_2$	
								мкмоль/кг	ммоль/м <sup>2</sup>
13.03.2008	318	1436	4,9	22,0	-37	34,13	2,14	45 (4,2 %)	2,0
16.03.2008	77	1048	14,7	23,7	-32	34,13	2,14	32 (3,0 %)	3,4
17.03.2008	77	1083	15,2	70,8	-34	34,16	2,12	58 (5,5 %)	7,3
20.03.2008	77	660	8,2	54,2	-37	34,18	2,13	74 (7,0 %)	4,8
20.03.2008	77	1039	14,6	54,2	-37	34,18	2,13	57 (5,4 %)	6,9
03.04.2008	77	1089	15,3	70,8	-27	34,17	2,10	70 (6,6 %)	9,1
03.04.2008	77	1620	22,8	70,8	-27	34,17	2,10	37 (3,5 %)	7,0

$S$ ,  $H$  – площадь поверхности льда в контейнере и его толщина по окончании эксперимента,  $T$  – температура атмосферного воздуха. 13 и 16 марта опыты выполнялись по методике 1. Остальные опыты проводились по методике 2. В столбце 9 в скобках приведены величины выделившегося  $\text{CO}_2$  в % от потенциально возможного

ской воды (когда реакция (1) протекает полностью), приблизительно оценивается как  $(TC_{ic} \times m_{ic})/2$ . Согласно [15] при замораживании Копенгагенской нормальной морской воды образование  $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  начинается сразу при замерзании и при температуре  $-10$  °C реакция (1) протекает приблизительно на 90 %. В наших опытах температура была значительно ниже.

Небольшое количество выделившегося  $\text{CO}_2$  может объясняться двумя причинами: 1) при замерзании естественной морской воды протекание реакции (1) затруднено, 2) разделение продуктов реакции (1) в образующемся льду затруднено. Последнее предположение подтверждается тем, что количество выделившегося углекислого газа, отнесенное к единице поверхности (последний столбец таблицы 1), с ростом толщины льда в контейнере имеет тенденцию к насыщению при толщине льда 15–20 см.

Как упоминалось выше, исследование особенностей эмиссии  $\text{CO}_2$  при образовании морского льда в естественных условиях заключалось в определении солёности, общей щёлочности и общего неорганического углерода во льду и анализе их вертикального распределения и изменчивости в процессе его нарастания в осенний, зимний и весенний сезоны. На рис. 2а показано изменение температуры воздуха в период, когда отбирались керны льда. Лед, из которого были взяты керны 10, 25, 39, образовался в период осеннего понижения температуры воздуха. Керны 13–21 были отобраны из льда, который образовался в период зимнего минимума температуры. Образцы 32 и 36 были взяты в молодом льду, образовавшемся в период весеннего прогрева подстилающей поверхности. Вертикальная изменчивость солёности в отобранных кернах представлена на рис. 2б. Как видно из рисунка, полученные распределения солёности характерны для молодого и однолетнего льда осенне-зимнего происхождения [9]. Наибольшая солёность зарегистрирована в верхнем слое, особенно в слое снежиры на поверхности льда (до 80 ‰). Можно отметить также минимум солёности в толще льда, обусловленный миграцией рассола. Лишь для одного керна (кern 39) солёность верхнего слоя льда (на глубине 10 см) меньше солёности следующего нижележащего слоя, что свидетельствует, видимо, о начале опреснения, связанного с весенним прогревом поверхности ледяного покрова.

Анализ распределений солёности, общей щёлочности и общего неорганического углерода, выполненный в [5, 6], показывает, что в целом исследованные образцы льда характеризуются такими же отношениями  $TA/Sal$  и  $TC/Sal$ , как и подледная вода. Это означает, что отношение общего неорганического угле-



рода к солености в основной толще морского льда такое же, как и в подледной морской воде. Отклонения наблюдаются лишь для снежуры на поверхности льда и для верхнего слоя льда толщиной до 10 см. Как правило, отношение  $TA/Sal$  в снежуре выше, чем в подледной воде. Повышенные значения  $TA/Sal$  в снежуре и пониженные – в нижележащем слое льда рассматриваются в работах [5, 6] как косвенное свидетельство того, что в естественных условиях в тонком слое снежуры на поверхности льда происходит выпадение фазы карбоната кальция. Это позволяет предположить, что миграция рассола происходит быстрее, чем миграция твердой фазы  $CaCO_3 \cdot 6H_2O$ . При этом в основной толще льда реакция (1) либо не происходит, либо влияние миграции рассола незначительно.

Рис. 3а демонстрирует корреляцию между общей щелочностью и общим неорганическим углеродом в исследованных образцах. Как видно из рисунка, отношение  $TC/TA$  в снежуре, как правило, ниже, чем в подледной воде. В основной толще льда ( $TA < 1,5$  ммоль/кг) отношение  $TC/TA = 0,940 \pm 0,04$ , что близко к значению  $TC/TA$  в подледной воде, равному  $0,934 \pm 0,004$ . В снежуре с высокой соленостью отношение  $TC/TA$  уменьшается, стремясь к величине 0,5. Значение  $TC/TA$  близкое к 0,5 означает, что основной формой неорганического углерода здесь является  $CaCO_3$ . Этот факт, вместе с отмеченным выше уменьшением отношения  $TC/Sal$ , свидетельствует о том, что в снежуре на поверхности льда реакция (1) может протекать практически полностью, причем образующийся  $CO_2$  удаляется из сферы реакции.

Таким образом, наше исследование подтверждает сделанные в работах [2, 10] предположения об эмиссии углекислого газа в атмосферу при формировании морского ледяного покрова. Проведенные измерения позволяют оценить количество  $CO_2$ , которое выделяется в атмосферу при образовании морского льда. Для слоя льда толщиной  $H$  можно записать:

$$\Delta CO_2 = (TC_1 - TC_{\text{измер}}) \times d \times H, \quad (8),$$

где:  $\Delta CO_2$  – потеря  $CO_2$  в слое льда толщиной  $H$  на единицу площади льда;  $TC_1$  – концентрация общего неорганического углерода в слое льда толщиной  $H$  при условии, что эмиссия  $CO_2$  не происходит;  $TC_{\text{измер}}$  – наблюдаемая концентрация общего

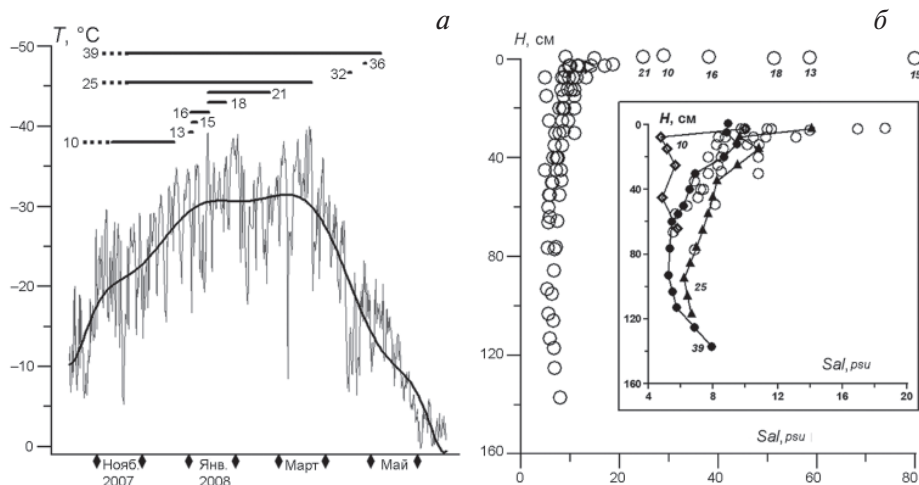


Рис. 2. Изменение температуры воздуха в период эксперимента (а) и вертикальные распределения солености в исследованных ядрах льда (б)

Цифры на графиках – номера кернов. На врезке б показаны распределения солености во льду без учета солености снежуры

неорганического углерода в этом же слое льда;  $d$  – плотность льда (для снежурки на поверхности льда, толщина которой дается в пересчете на талую воду,  $d = 1 \text{ кг/дм}^3$ ).

Величина  $TC_1$  может быть рассчитана из общей щелочности льда, поскольку при эмиссии  $CO_2$  общая щелочность не должна изменяться. Тогда  $TC_1 = TA_{\text{измер}} \times 0,94$ . Общее количество  $CO_2$ , выделившееся при образовании льда,  $F(CO_2)$ , ммоль/ $m^2$ , получим, суммируя потери  $CO_2$  по всем слоям льда:

$$F(CO_2) = \sum_{i=1}^n \Delta(CO_2)_i. \quad (9)$$

Результаты расчетов представлены на рис. 3б. Как видно из рисунка, для всех исследованных кернов характер изменчивости  $F(CO_2)$  от толщины льда одинаков. Основная эмиссия  $CO_2$  происходит из снежурки на поверхности льда и из верхней части керна. Эмиссия  $CO_2$  из снежурки составляет от 70 до 90 % потенциально возможной. Из верхнего слоя льда толщиной 5 см выделение  $CO_2$  составляет от 5 до 30 % от потенциально возможного (доля выделившегося  $CO_2$  возрастает с увеличением возраста льда). Для слоев льда, лежащих глубже 20 см, в пределах ошибки измерений потери  $CO_2$  практически не происходят. По этой причине количество выделяемого  $CO_2$  мало зависит от толщины льда. В период с начала осеннего образования льда по начало мая в атмосферу выделяется  $20 \pm 4$  ммоль/ $m^2$   $CO_2$ . Для исследуемого льда толщиной 1 м эмиссия  $CO_2$  составляет примерно 10 % от потенциально возможной.

При обсуждении результатов модельных опытов было высказано предположение, что разделение продуктов реакции (1) в образующемся льду может быть затруднено и это может препятствовать эмиссии  $CO_2$  в атмосферу. Данные натурных наблюдений подтверждают это. Действительно, в нашем случае температура снега на поверхности льда, температура льда, полученного при замерзании морской воды в искусственных условиях, и, вероятно, температура верхнего слоя льда толщиной 5 см достаточно близки. Однако высокая эффективность эмиссии  $CO_2$  имеет место только для снежурки на поверхности льда. Это происходит потому, что здесь суще-

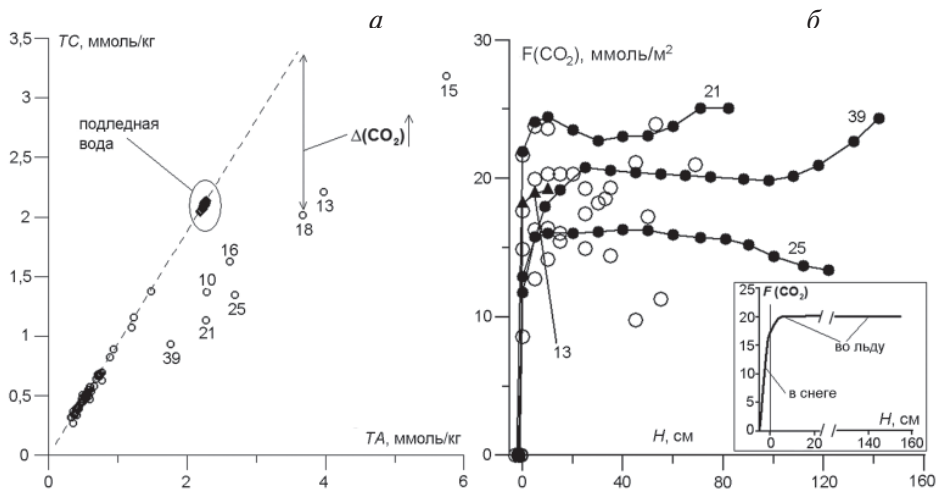


Рис. 3. Корреляция между общим неорганическим углеродом и общей щелочностью в кернах (а) и зависимость потока  $CO_2$  в зависимости от толщины льда (б)

На врезке – общий характер изменчивости эмиссии  $CO_2$  от толщины исследуемого льда. Эллипсом обведены значения  $TC$  для подледной морской воды,  $\Delta CO_2$  – уменьшение  $TC$  за счет эмиссии  $CO_2$  в атмосферу, цифры – номера кернов

ствуют, на наш взгляд, наиболее благоприятные условия для разделения продуктов реакции (1). Высокая соленость снежур объясняется тем, что в процессе роста льда происходит выдавливание рассола на его поверхность. Замерзание этого рассола приводит не к образованию компактной массы льда, а к образованию большого количества маленьких отдельно расположенных кристаллов пресного льда и выпавших в осадок солей [3]. Из такой системы удаление  $\text{CO}_2$  должно, по-видимому, происходить без особых затруднений. Следует заметить, что затруднение разделения продуктов реакции не позволяет глубоко сместить равновесие реакции (1) вправо, т.е. препятствует разложению гидрокарбоната кальция. Возможно, по этой причине в основной толще льда отношение  $TA/Sal$ , несмотря на опреснение льда, остается практически постоянным.

Результаты, полученные в настоящем исследовании, позволяют оценить годовой поток эмиссии углекислого газа, обусловленный образованием льда, зная площадь образуемого льда. Если принять, согласно работе [4], что в Арктическом бассейне и арктических морях (Линкольна, Бофорта, Чукотском, Восточно-Сибирском, Лаптевых и Карском) площадь однолетнего льда, образуемого за зиму, составляет  $1,4 \times 10^{12}$  м<sup>2</sup>, то эмиссия  $\text{CO}_2$  в атмосферу, вызванная образованием льда, составляет порядка  $3 \times 10^{10}$  моль/год. Возможно, что при определенных условиях оцененная нами эмиссия  $\text{CO}_2$  может приводить к сезонному повышению концентрации углекислого газа в приледном слое атмосферы [10].

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе предложен метод определения общего неорганического углерода в молодом и однолетнем морском льду. В результате модельных опытов по замораживанию морской воды и гидрохимического анализа реального морского льда получены следующие результаты:

- при образовании морского льда общий неорганический углерод включается в лед в том же отношении к солености, в котором он находится в подледной морской воде;
- в процессе образования и роста льда протекает реакция разложения гидрокарбоната кальция с образованием  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CO}_2$ ;
- затруднение разделения продуктов реакции разложения гидрокарбоната кальция – важный фактор, ограничивающий количество  $\text{CO}_2$ , выделяющегося при образовании льда;
- эмиссия углекислого газа в процессе роста льда происходит главным образом в снежуре на его поверхности и в верхнем слое льда, по этой причине количество углекислого газа, поступившего в атмосферу в период с начала образования льда до начала его летнего таяния практически не зависит от толщины льда;
- оценка плотности потока эмиссии  $\text{CO}_2$  составляет  $20 \pm 4$  ммоль/м<sup>2</sup>, что составляет примерно 10 % от максимально возможного количества  $\text{CO}_2$ , которое могло бы выделиться при условии полного разложения гидрокарбоната кальция во льду толщиной 1 м;
- годовой поток эмиссии  $\text{CO}_2$ , обусловленный образованием льда в Северном Ледовитом океане, может быть оценен величиной  $3 \times 10^{10}$  моль/год.

*Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00652-а.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ГОСТ 17.1.5.05-85. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков. М.: Издательство стандартов, 1985. 15 с.
2. Иванов А.В. Гляциогенный круговорот веществ. Хабаровск: Изд-во ИВЭП ДВО РАН, 1993. 94 с.

3. *Макштас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 66 с.
4. *Мельников И.А.* Экосистема арктического морского льда. М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 1989. 192 с.
5. *Недашковский А.П., Хведынич С.В., Петровский Т.В.* Щелочность морского льда высокоширотной Арктики (наблюдения на дрейфующей станции «Северный полюс-34») и оценка роли арктического льда в обмене CO<sub>2</sub> // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 1. С. 61–69.
6. *Недашковский А.П. Швецова М.Г.* Общий неорганический углерод в морском льду // *Океанология*. 2010. Т. 50. Вып. 6. В печати.
7. *Современные методы гидрохимических исследований океана*. М.: Изд-во Ин-та океанологии им. П.П.Ширшова РАН, 1992. 200 с.
8. *Химия морской воды и аутигенное минералообразование*. М.: Наука, 1989. 262 с.
9. *Цуриков В.Л.* Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 210 с.
10. *Alekseev G.V., Nagurny A.P.* Role of Sea Ice in the Formation of Annual Carbon Dioxide Cycle in the Arctic // *Doklady Earth Sciences*. 2007. Vol. 417A. № 9. P. 1398–1401.
11. *Dieckmann G.S., Nehrke G., Papadimitriou S., Gottlicher J., Steininger R., Kennedy H., Wolf-Gladrow D., Thomas D.N.* Calcium carbonate as ikaite crystals in Antarctic sea ice // *Geophysical Res. Lett.* 2008. Vol. 35. L08501, doi:10.1029/2008GL033540.
12. *Dieckmann G.S., Nehrke G., Uhlig C., Gottlicher J., Gerland S., Granskog M.A., Thomas D.N.* Brief communication: ikaite (CaCO<sub>3</sub>\*6H<sub>2</sub>O) discovered in Arctic sea ice // *The Cryosphere Discuss.* 2010. Vol. 4. P. 153–161.
13. *Killawee J.A., Fairchild I.J., Tison J.-L., Janssens L., Lorrain R.* Segregation of solutes and gases in experimental freezing of dilute solutions: Implications for natural glacial systems // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62. № 23/24. P. 3637–3655.
14. *Millero F.J.* Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1995. Vol. 59. № 4. P. 661–677.
15. *Richardson C.* Phase relationship in sea ice as a function of temperature // *J. of Glaciology*. 1976. Vol. 17. № 77. P. 507–519.
16. *Tison J.-L., Haas C., Gowing M.M., Sleewaegen S., Bernard A.* Tank study of physico-chemical controls on gas content and composition during growth of young sea ice // *J. of Glaciology*. 2002. Vol. 48. № 161. P. 177–191.
17. *Weiss R.F.* Carbon dioxide in water and seawater – the solubility of nonideal gases // *Mar. Chem.* 1974. Vol. 2. P. 203–215.

*A.P.NEDASHKOVSKY, A.P.MAKSHTAS*

## EMISSION OF CO<sub>2</sub> INTO THE ATMOSPHERE DURING THE FORMATION OF THE ARCTIC SEA ICE

*On the basis of experimental investigations, executed in 2007–2008 on the drifting station «North Pole-35», the variations of total alkalinity and total inorganic carbon in first-year sea ice are analyzed. It is shown that in the main part of sea ice the relations between salinity and total alkalinity, and total inorganic carbon are the same as in the under-ice sea water. It is found that during sea ice growth its upper layers, including snezhura, are the source for emission of carbon dioxide to atmosphere. The results of comparison about CO<sub>2</sub> emission from natural ice and its emission during artificial freezing of sea water under air temperatures –27 ... –37 °C are presented. It is demonstrated, that difficulty of separation of reaction  $Ca^{2+} + 2HCO_3^- = \downarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O$  products is the important factor, controlling the emission of CO<sub>2</sub> during sea ice formation. The estimations show that the value of CO<sub>2</sub> emission during growth of sea ice from freezing to one meter thickness is about 20 mmol/m<sup>2</sup>year and the value of CO<sub>2</sub> emission due to sea ice cover formation in the Arctic Basin could be estimated as 3×10<sup>10</sup> mol/year.*

*Keywords:* sea ice, Arctic bay, inorganic carbon, CO<sub>2</sub> emission.

## РОССИЙСКИЕ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЮЖНОМ ОКЕАНЕ В ПЕРИОД МПГ 2007/08

ст. науч. сотр. *Н.Н.АНТИПОВ*, канд. физ.-мат. наук *А.В.КЛЕПИКОВ*,  
канд. физ.-мат. наук *А.И.ДАНИЛОВ*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, [antipov@aari.ru](mailto:antipov@aari.ru)

*В статье приводится обзор российских экспедиционных океанографических исследований Южного океана, выполненных в период МПГ 2007/08 по проектам «Взаимодействие вод антарктического склона и шельфа в синоптическом масштабе» и «Климат Антарктики и Южного океана». Исследования ААНИИ проводились с борта НЭС «Академик Федоров», специалисты Института океанологии РАН работали на судах «Академик Иоффе» и «Академик Сергей Вавилов». При объединении российских данных с результатами экспедиций других стран, участвовавших в этих проектах, может быть получена достаточно детальная картина процессов в Южном океане. Скоординированные работы по этим проектам являются первым шагом к созданию системы наблюдений за Южным океаном.*

*Ключевые слова:* Антарктика, климат, Международный полярный год (МПГ), океанографические наблюдения, Южный океан.

Мировой океан хранит огромное количество тепла и углекислого газа и постоянно перемещает и то и другое вокруг земного шара, оказывая влияние на глобальный и региональный климат. В этой глобальной циркуляции роль ключевого связующего звена выполняет Южный океан, где соединяются климатические сигналы от остальной части Мирового океана и добавляется климатический сигнал Антарктики. Наибольший вклад в роста уровня океана могут внести континентальные льды Антарктиды, а один из основных механизмов их таяния связан с апвеллингом теплой глубинной воды на склоне Антарктиды и распространением ее на шельф. Наиболее холодные и плотные глубинные и донные воды Мирового океана формируются в этом районе благодаря охлаждению из-за контакта с холодной атмосферой и осолонению при ледообразовании. Занимающая самый нижний слой океана антарктическая донная вода (АДВ) растекается по дну на север вплоть до умеренных широт Северного полушария, оказывая существенное влияние на глобальную структуру и интенсивность меридиональной циркуляции вод Мирового океана. Наконец, в Южном океане происходят самые большие сезонные изменения морского льда, существенно влияющие на альбедо Земли.

Понимание океанографических процессов в Южном океане и их взаимосвязей с остальной частью климатической системы является одним из оснований для прогнозирования будущих изменений. Это требует осуществления мониторинга океанографических параметров Южного океана. В качестве основы такой системы мониторинга в период МПГ 2007/08 были запланированы и реализованы проекты «Взаимодействие вод антарктического склона и шельфа в синоптическом масштабе» (Synoptic Antarctic Shelf Slope Interaction Study – SASSI) и «Климат Антарктики и Южного океана» (Climate of the Antarctic and Southern Ocean – CASO).

Главные задачи океанского сегмента проекта CASO состояли в получении «моментального снимка» процессов в Южном океане, оценке роли Южного океана

в формировании климата, включая взаимосвязи между зональной и меридиональной циркуляциями и трансформацией водных масс, разработке концепции экономически эффективной системы наблюдений для Южного океана.

Проект SASSI нацелен на исследование районов шельфа и склона вокруг Антарктики, являющихся основными районами формирования донных вод. В рамках этого проекта, в котором участвовало 11 стран, производились измерения температуры, солености и скорости течений на континентальном шельфе и склоне Антарктики на коротких разрезах с высоким пространственным разрешением поперек шельфа и склона. Понимание и количественное описание процессов в этой узкой области важно для разработки более совершенных глобальных климатических моделей.

Российские океанографические исследования в Южном океане по программам МПГ 2007/08 начались в январе 2007 г. в рамках 52-й РАЭ и завершились в 2010 г. в период работ 55-й РАЭ. Исследования ААНИИ проводились с борта научно-экспедиционного судна «Академик Федоров», специалисты Института океанологии РАН работали на судах «Академик Иоффе» и «Академик Сергей Вавилов».

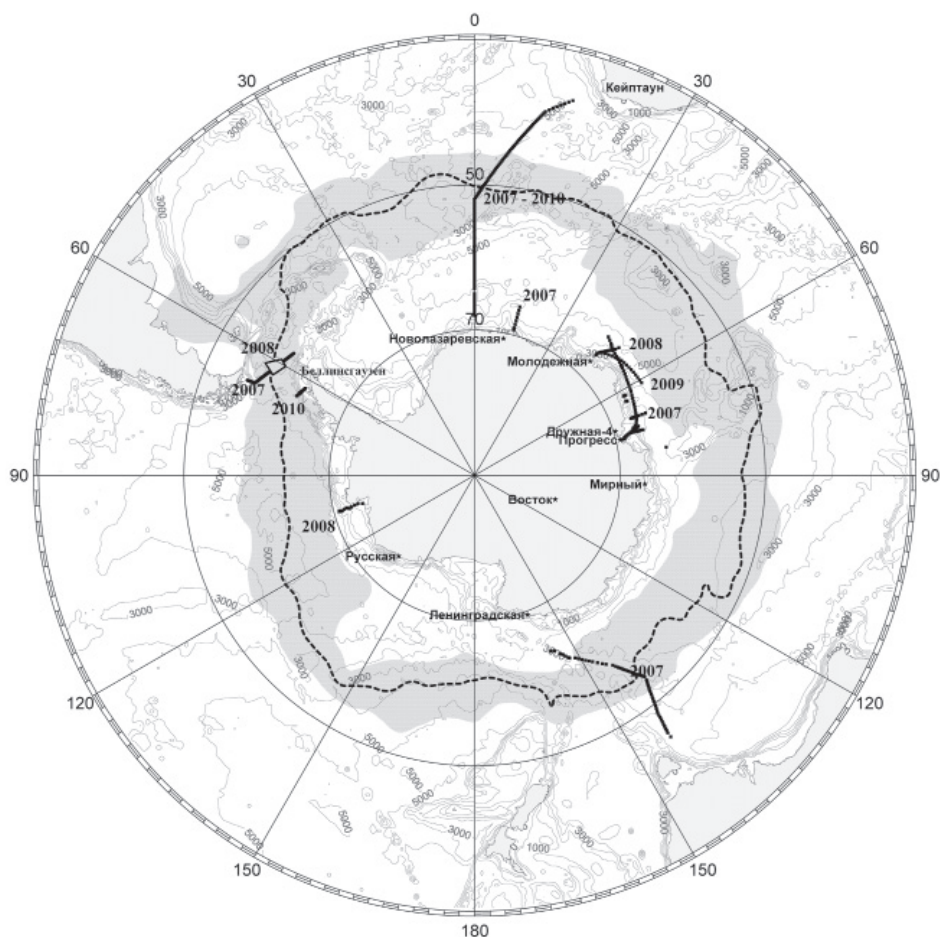


Рис. 1. Океанографические исследования России в Южном океане в период МПГ 2007/08 Штриховкой выделено АЦТ, пунктирная линия – АПФ



Работы российских экспедиций выполнялись по проектам SASSI и CASO и стали продолжением исследований, проводившихся российскими учеными в рамках национальных и международных программ в предшествующие МППГ годы [1, 2, 5]. На рис. 1 показано положение океанографических разрезов, выполненных за указанный период в Южном океане, в табл. 1 приведены характеристики этих разрезов. На рисунке штриховкой выделена область Антарктического циркумполярного течения (АЦТ), а пунктирной линией — положение Антарктического полярного фронта (АПФ). Положение границ АЦТ и АПФ получено расчетами динамическим методом на основе базы данных по океанографии Южного океана ААНИИ.

В соответствии с задачами проекта SASSI были выполнены разрезы через шельф и материковый склон в морях Содружества и Рисер-Ларсена и в тихоокеанском секторе Южного океана — в море Амундсена и у западного побережья Антарктического полуострова (рис. 1, табл. 1). Наблюдения выполнялись зондирующим комплексом CTD SBE 911plus, при исследованиях в тихоокеанском секторе проводился отбор проб для определения содержания растворенного кислорода, кремния, фосфатов, нитратов, нитритов и аммиака. Разрезы выполнены с редким в практике океанографических исследований плотным расположением точек зондирования в области материкового склона, где расстояние между станциями уменьшалось до 2 км, что дало возможность получить структуру вод в синоптическом масштабе.

Исследования показали принципиальные различия в структуре и характеристиках вод шельфа и материкового склона между восточной (моря Рисер-Ларсена и Содружества) и западной (моря тихоокеанского сектора восточнее моря Росса) Антарктидой.

Для морей восточной Антарктиды характерно присутствие антарктической шельфовой воды (АШВ), формирующейся за счет конвективных процессов при ледообразовании и играющей важную роль в процессах вентиляции глубинных вод и формировании АДВ в районе антарктического склонового фронта (АСФ), приуроченного к верхней части материкового склона. Эти процессы ярко выражены в области материкового склона моря Содружества, где обнаружены признаки формирования донных вод западнее 72° в.д. (рис. 2) и отсутствие таких признаков восточнее указанной долготы. Объемы формирующихся здесь АДВ заметно уступают наблюдаемым в основных районах формирования АДВ в Антарктике, каковыми являются обладающие обширными шельфами моря Уэдделла и Росса [1, 5, 10–12].

Выполненные до периода МППГ 2007/08 наблюдения на разрезе по 70° в.д. позволили не только выявить факт формирования и характеристики донных вод в этом регионе, но и получить представление о временной изменчивости этих процессов (рис. 2). В итоге получено экспериментальное подтверждение формирования в этом регионе АДВ, названных нами донными водами залива Прюдс (ДВЗП), которые являются результатом смешивания модифицированной циркумполярной глубинной воды (ЦГВ) с холодными шельфовыми водами, формирующимися в основном на юге залива Прюдс, вблизи шельфового ледника Эймери. Здесь происходит трансформация АШВ в воду шельфовых ледников, которая образуется путем охлаждения антарктической шельфовой воды при ее взаимодействии с нижней поверхностью шельфового ледника и имеет температуру ниже точки замерзания при атмосферном давлении (ниже  $-1,9$  °С). Распространение этой воды на север происходит вдоль западного края глубоководной котловины Эймери с дальнейшим выходом в район внешней бровки шельфа и смещением к западу, где она перемешивается с ЦГВ. Установлено, что опускание этой более плотной смеси (из-за уплотнения при смешении) вниз по антарктическому материковому склону происходит плюмами (конвективными ячейками). ДВЗП далее движется вдоль по склону на запад и вниз по каньонам и депрессиям. Температура обнаруженных донных вод составляет от  $-0,3$  до  $-1,6$  °С, соленость 34,54–34,62 ‰.

Тонкая структура полей температуры и солености в районе АСФ отражает активную роль опускающихся плотных вод в вентиляции глубинных вод на про-

Характеристики разрезов, выполненных с борта НЭС «Академик Фелоров» в период МПГ 2007/08

Дата	Положение		Число станций	Измеренные параметры
	Район	Координаты		
17–21.01 2007	Залив Прюде	70° в.д. 64° в.д. 66°52' – 66°39' ю.ш. 66°50' – 66°29' ю.ш.	1775	T, S T, S T, S
08–04.02 2007	Между Африкой и Антарктидой	ХВТ-разрез вдоль линии SR2 (до глубины 760 м)	108	T
20–22.02 2007	Море Рисер-Ларсена	СТД-разрез вдоль 15° в.д. 66°00' ю.ш., 15°00' в.д. – 69°16' ю.ш., 14°55' в.д.	13	T, S
17–21.01 2008	Между Австралией и Антарктидой	ХВТ-разрез 45°00' ю.ш., 143°09' в.д. – 63°39' ю.ш., 156°35' в.д.	69	T
14–16.02 2008	Море Амундсена, залив Пайн-Айленд	СТД-разрез вдоль 104° з.д. 74°06' ю.ш., 104°10' з.д. – 70°45' ю.ш., 104°57' з.д.	15	T, S, O <sub>2</sub> , PO <sub>4</sub> , Si, NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , NH <sub>4</sub>
28.01–05.02 2008	Между Африкой и Антарктидой	ХВТ-разрез вдоль линии SR2 68°00' ю.ш., 0° – 36°40' ю.ш., 14°40' в.д.	107	T
13.12.2008– 05.02.2009	Море Космонавтов, бассейн Уэдделл-Эндерби, залив Прюде	5 ХВТ-разрезов (до глубины 900 м) 63°30' ю.ш., 48°28' в.д. – 66°30' ю.ш., 45°11' в.д.; 65°44' ю.ш., 46°01' в.д. – 63°45' ю.ш., 61°00' в.д.; 66°30' ю.ш., 73°18' в.д. – 68°45' ю.ш., 75°49' в.д.; 66°00' ю.ш., 74°51' в.д. – 69°11' ю.ш., 76°18' в.д.; 67°15' ю.ш., 73°24' в.д. – 63°32' ю.ш., 44°00' в.д.	12 17 14 18 35	T
20–26.02 2009	Между Африкой и Антарктидой	ХВТ-разрез вдоль линии SR2 36°20' ю.ш., 15°10' в.д. – 68°00' ю.ш., 0°	110	T
02–03.02 2010	Западное побережье Антарктического полуострова	СТД-разрез 63°49' ю.ш., 62°51' з.д. – 63°13' ю.ш., 65°55' з.д.	16	T, S, O <sub>2</sub> , PO <sub>4</sub> , Si, NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , NH <sub>4</sub>
14–18.02 2010	Между Африкой и Антарктидой	ХВТ-разрез вдоль линии SR2 58°00' ю.ш., 0° – 36°40' ю.ш., 14°40' в.д.	78	T

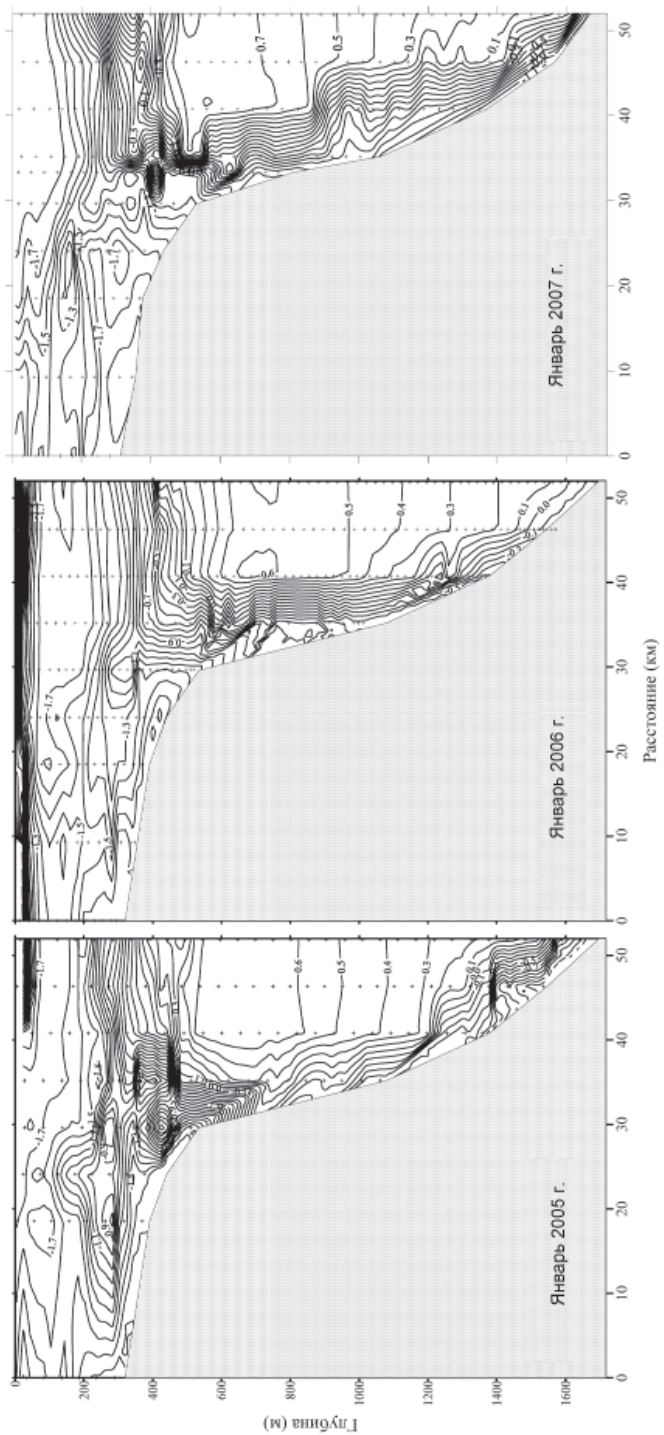


Рис. 2. Потенциальная температура на разрезе по  $70^{\circ}$  в.д (залив Прюде) летом 2005–2007 гг.

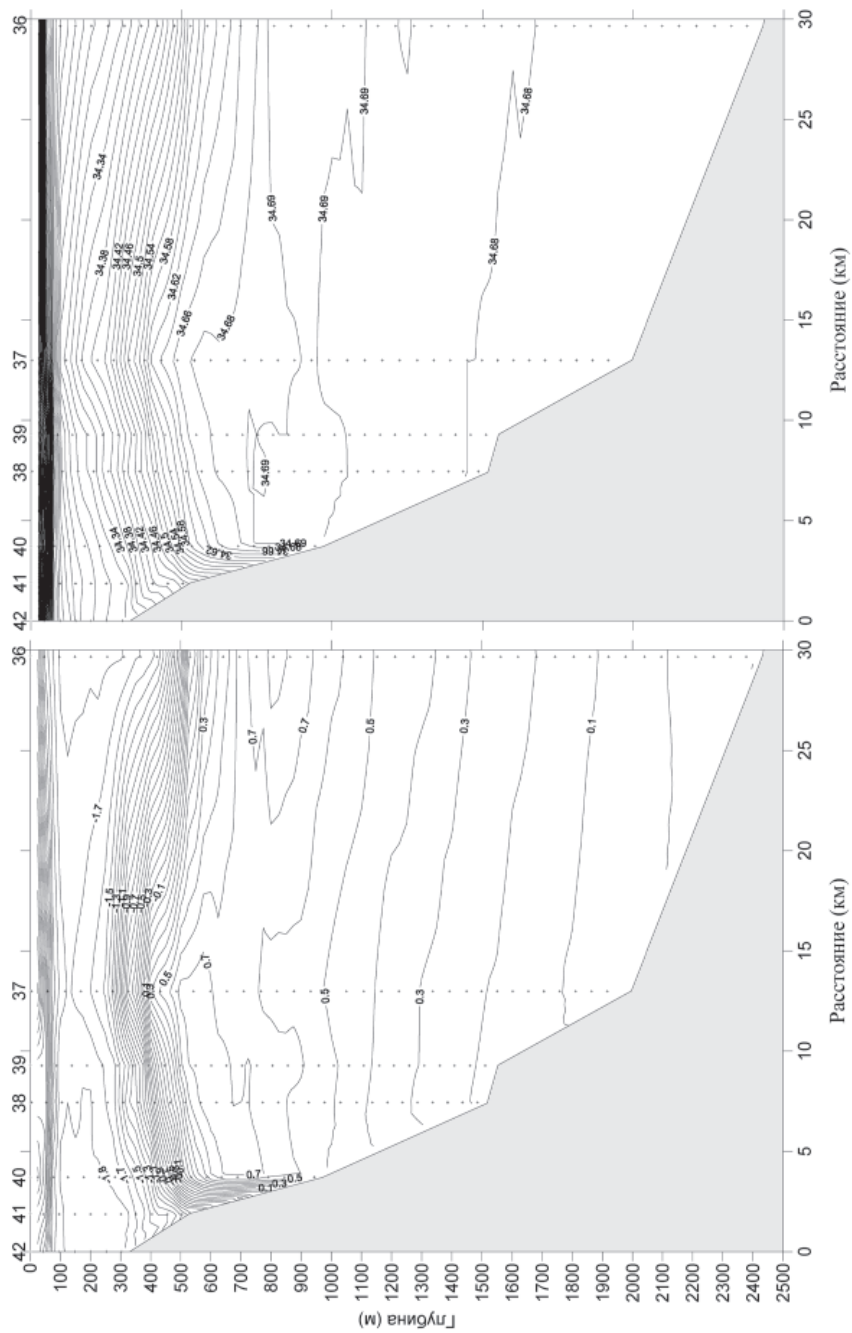


Рис. 3. Потенциальная температура (а) и соленость (б) в области материкового склона на разрезе вдоль 15° в.д. (море Рисер-Ларсена)

межучочных глубинах и в пополнении слоя донных вод. Объемы холодных плотных вод, заполняющих область материкового склона, возрастают в западном направлении, по мере сужения шельфа и увеличения уклона его дна в мористую сторону. При этом основной сток плотных вод от бровки шельфа имеет место в районе  $72-70^\circ$  в.д. [3].

Межгодовая изменчивость крупномасштабной циркуляции, процессов формирования и распространения холодных и плотных АШВ, разнообразие механизмов формирования и распространения ДВЗП от бровки шельфа на материковый склон проявляются в значительной временной изменчивости характеристик и объемов наблюдаемых в разные годы ДВЗП (рис. 2).

В районе моря Рисер-Ларсена объемы и характеристики шельфовых вод таковы, что процессы, связанные с опусканием холодных плотных вод по материковому склону, не наблюдаются (рис. 3). Одной из причин отсутствия здесь больших объемов достаточно соленой шельфовой воды является относительно узкий шельф.

В тихоокеанском секторе Южного океана восточнее моря Росса вообще не обнаружено признаков формирования шельфовых вод, здесь всю толщу вод на шельфе ниже слоя антарктической поверхностной воды (АПВ) занимает слабо модифицированная, относительно теплая и соленая ЦГВ. Такая картина наблюдается как в море Амундсена (рис. 4), так и в районе западной части Антарктического полуострова (рис. 5).

Поступающая на шельф относительно теплая ЦГВ может быть причиной активного таяния выводных и шельфовых ледников в море Амундсена. В этом районе распространение талых вод от ледников Туэйтса и Эббота существенно влияет на структуру и циркуляцию вод, и на разрезе проявляется, в частности, в существовании пространственно однородного поверхностного слоя толщиной около 20 м, температурой от  $-1,4$  до  $-1,7^\circ\text{C}$  и аномально низкой соленостью, не превосходящей  $32,8\text{‰}$  [4].

На западной стороне Антарктического полуострова, непосредственно в районе выполненного разреза, в распределении гидрологических и гидрохимических параметров нет выраженных признаков влияния талых вод. Анализ данных разреза позволил установить, что структура и характеристики вод на этом разрезе, как в области шельфа, так и материкового склона, определяются присутствием двух водных масс – АПВ и ЦГВ. При этом можно полагать, что характеристики АПВ на шельфе в основном формируются локально, за счет процессов вертикального обмена, а не являются следствием адвекции из глубоководных районов, что отражается в пространственной неоднородности свойств АПВ.

Установлена близость южной границы АЦТ к бровке шельфа, что в совокупности с особенностями донной топографии является необходимым условием для поступления ЦГВ на западный шельф Антарктического полуострова. Относительно мелкие глубины залегания ЦГВ в районе бровки шельфа в сочетании с глубоким континентальным шельфом создают условия для проникновения ЦГВ на шельф в практически немодифицированном виде. Результаты данной экспедиции важны для оценки влияния существенного потепления в западной части Антарктического полуострова на параметры термохалинной структуры вод [7–9].

В результате проведенных экспедиционных исследований в рамках кластерного проекта SASSI удалось получить данные, позволившие выявить принципиальные различия в структуре и характеристиках вод области «шельф – материковый склон» для разных районов Антарктики. Принципиальным вопросом является наличие на шельфе антарктической шельфовой воды, обладающей высокой плотностью и температурой вблизи точки замерзания. Ее образование связано с зимней конвекцией, возникающей вследствие процессов ледообразования. При формировании на шельфе АШВ, накоплении и перемещении ее к бровке шельфа создаются необходимые условия для образования АСФ, опускания вод по материковому склону, формировании АДВ и вентиляции ЦГВ. Подобная ситуация характерна для большей части антарктических шельфов, а для восточной Антарктиды не имеет исключений.

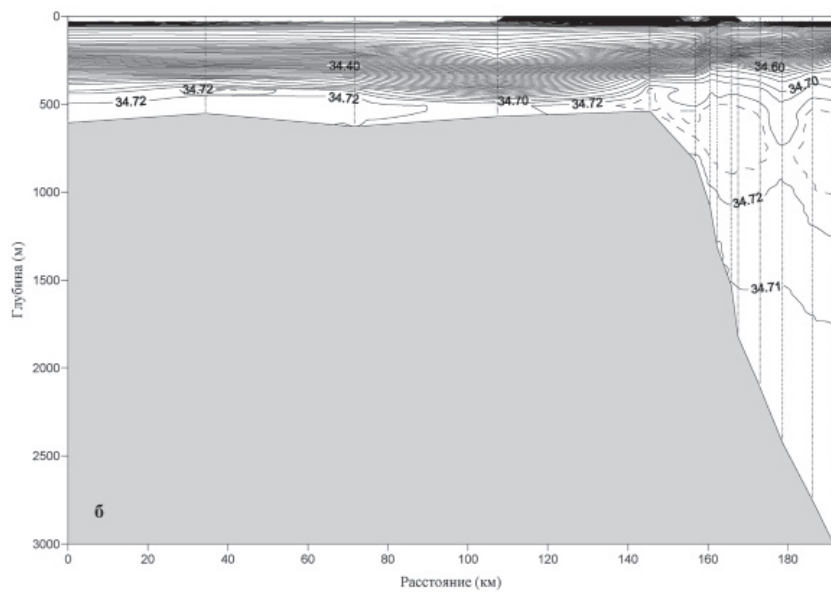
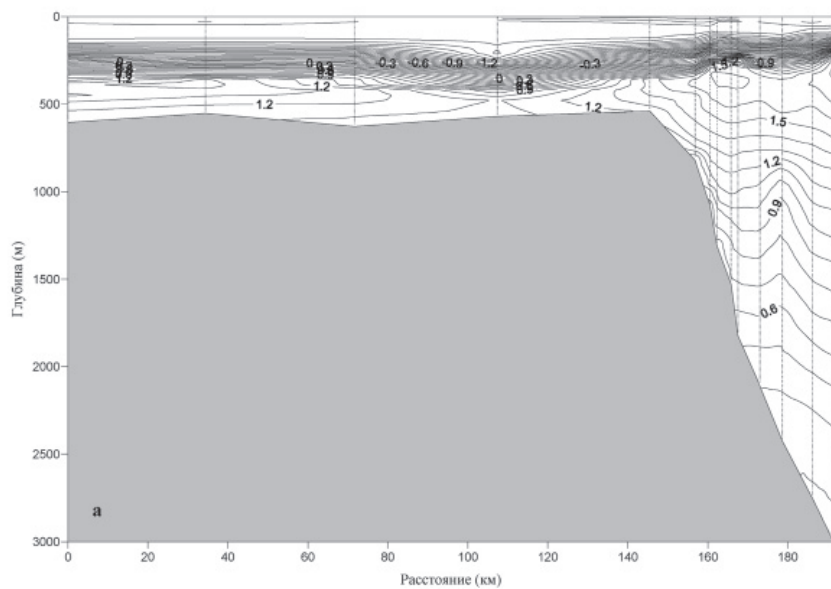


Рис. 4. Потенциальная температура (а) и соленость (б) на разрезе в море Амундсена (район залива Пайн-Айленд)



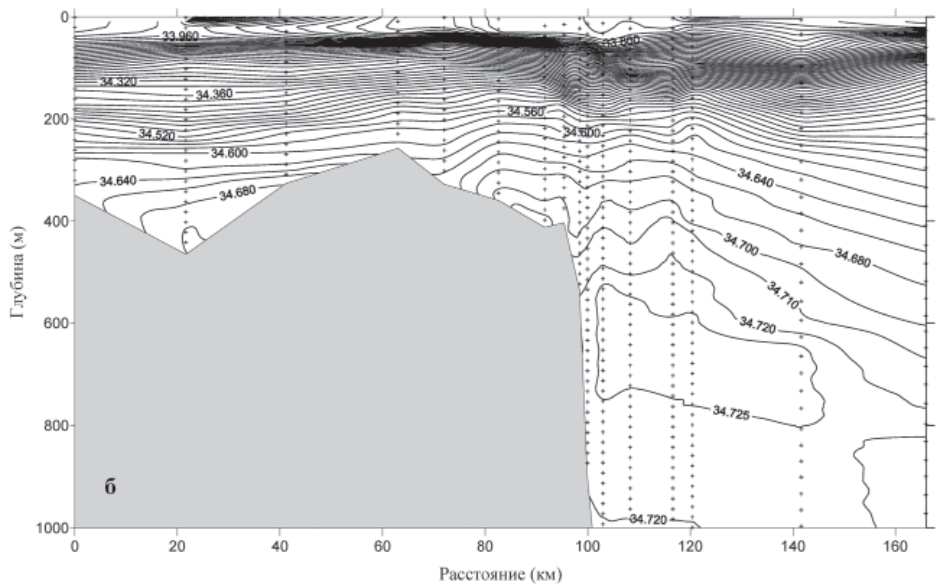
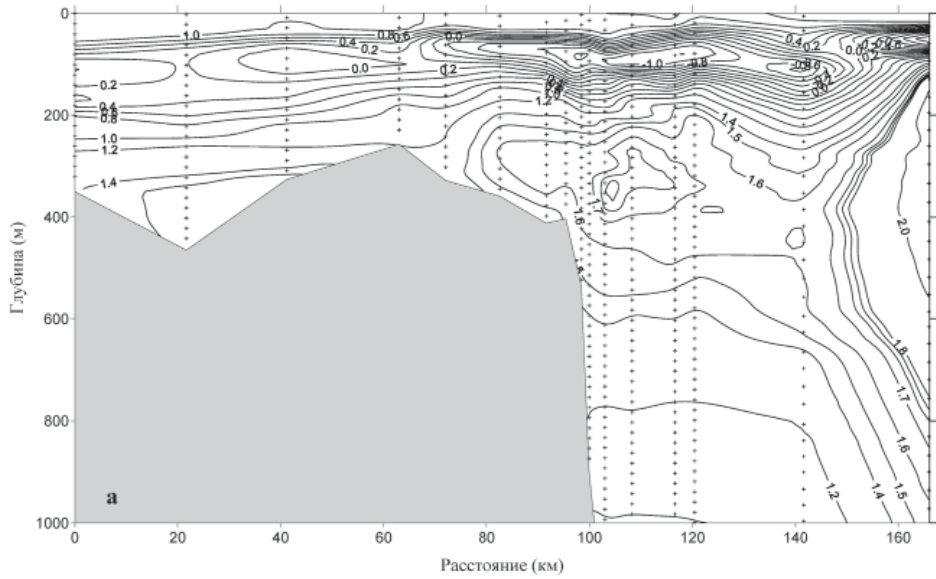


Рис. 5. Потенциальная температура (а) и соленость (б) на разрезе у западного побережья Антарктического полуострова

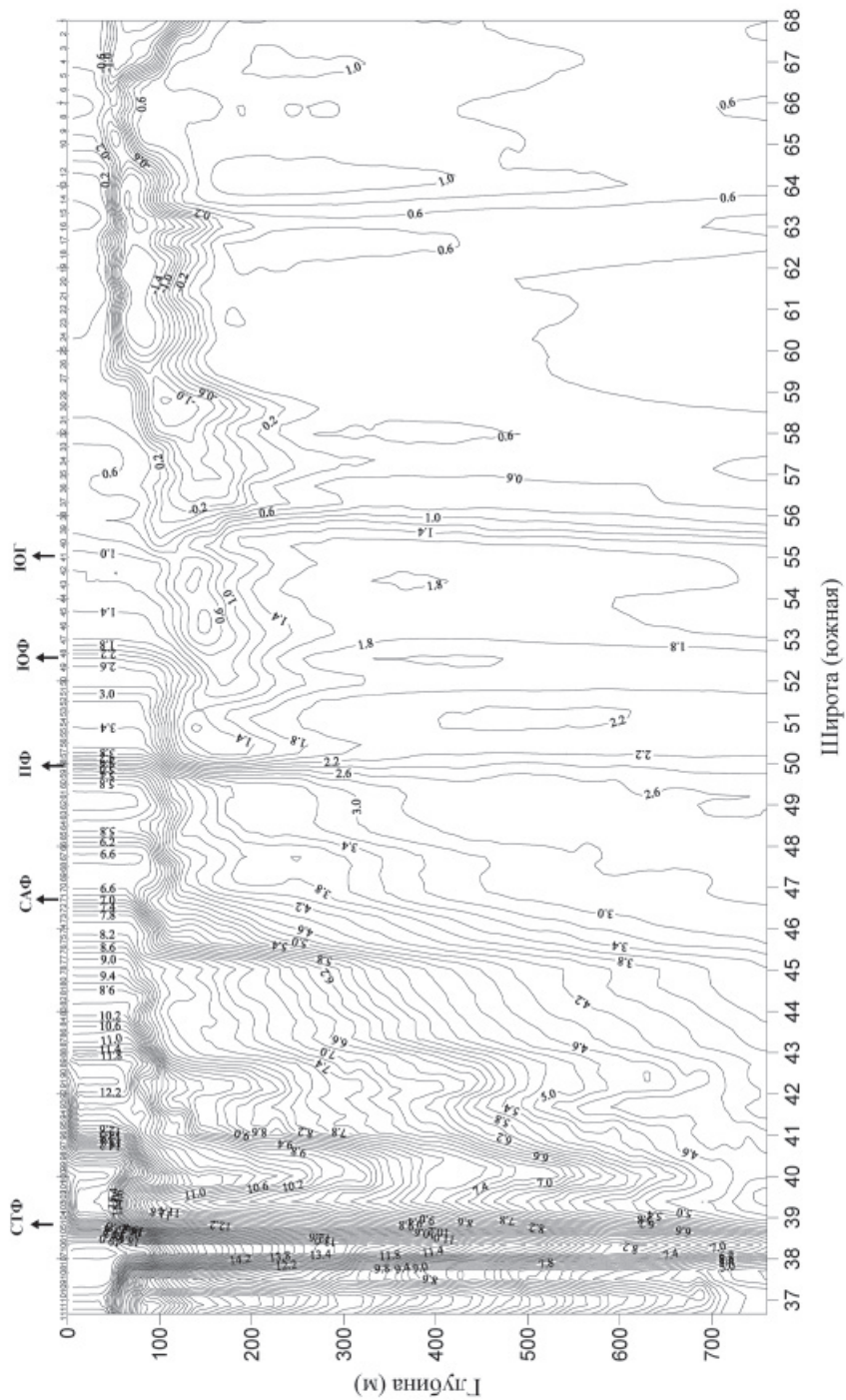
Все указанные районы объединяет присутствие АШВ локального и адвективного происхождения. Для формирования АДВ и вентиляции ЦГВ требуются дополнительные условия – достаточно широкий шельф, наличие стационарных полыней, наличие депрессий на шельфе и т.д. – все это ведет к образованию и накоплению АШВ в заметных объемах, обладающей достаточной соленостью, чтобы создавать в районе бровки шельфа и АСФ плотные смеси, способные опускаться по материковому склону. Такие условия имеют место в морях Уэдделла, Росса, заливе Прюдс и некоторых других (менее масштабных) районах, где зафиксировано образование АДВ. На выполненных в период МПГ разрезах АШВ обнаружена в морях Рисер-Ларсена и Содружества, а формирование АДВ и вентиляция ЦГВ – только в последнем, к северо-западу от залива Прюдс. Одним из условий формирования АШВ является отсутствие на шельфе подстилающей АПВ относительно теплой и достаточно соленой ЦГВ, которая ограничивает глубину проникновения конвекции, вызванной ледообразованием. Именно такие условия обнаружены на разрезах, выполненных в море Амундсена и у западного побережья Антарктического полуострова. Как показано выше, в этих районах АШВ не обнаружена, а ниже слоя поверхностных вод здесь распространяется слабо трансформированная ЦГВ, достаточно теплая и соленая. Как показали данные наблюдений, следствием этого является таяние шельфовых ледников, ведущее к распрессению поверхностного слоя и уменьшению его плотности, что создает дополнительные препятствия для образования АШВ.

Для исследования термической структуры и фронтов АЦТ в районе между Африкой и Антарктидой и в соответствии с задачами проекта CASO в период с 2007 по 2010 г. ежегодно выполнялся разрез отрывными батитермографами (ХВТ) в диапазоне широт 68–35° ю.ш. по траектории разреза SR2 программы CLIVAR. В феврале 2007 г. на разрезе было выполнено 108 зондирований, в феврале 2008 г. – 111 зондирований, в феврале 2009 г. – 111 зондирований и в феврале 2010 г. – 80 зондирований (табл. 1). Полученные данные могут быть использованы для определения потоков океанического тепла, в частности через районы межбассейнового обмена, для определения теплосодержания верхнего слоя. Кроме того, используя метод, предложенный в [14], можно по эмпирическому соотношению между температурой воды и аномалией потенциальной энергии, полученному по данным СТД, рассчитать переносы течений по данным разрезов ХВТ [13].

Вместе с тем высокое пространственное разрешение на разрезе и регулярное его повторение с проведением зондирований в совпадающих по координатам точках позволило как определить положение и численные характеристики основных фронтов АЦТ (и соответствующих фронтальных зон), так и проследить некоторые особенности их межгодовой изменчивости, как на поверхности, так и на более глубоких горизонтах. На рис. 6 показано распределение температуры и положение основных фронтов Южного океана по данным разреза, выполненного в конце февраля – начале марта 2008 г. Здесь СТФ – субтропический фронт, САФ – субантарктический фронт, ПФ – полярный фронт (или Антарктический полярный фронт), ЮФ – южный фронт, ЮГ – южная граница АЦТ.

В среднем наибольшую изменчивость широтного положения за 4 года наблюдений показали границы фронтальных зон СТФ и САФ и собственно самих этих фронтов. При этом температуры на границах для субтропической фронтальной зоны (СТФЗ) очень устойчивы (менялись в диапазонах 0,29 и 0,49 °С для северной и южной границ соответственно), а для субантарктической фронтальной зоны (САФЗ) – наиболее изменчивы (2,2 и 2,0 °С) среди выделенных фронтов.

Наибольшие смещения испытывали СТФ и САФ (диапазоны около 1,8° широты) при наибольшей изменчивости температуры в них (диапазоны 2,8 и 2,3 °С соответственно). В среднем по всем показателям наиболее устойчивыми являются



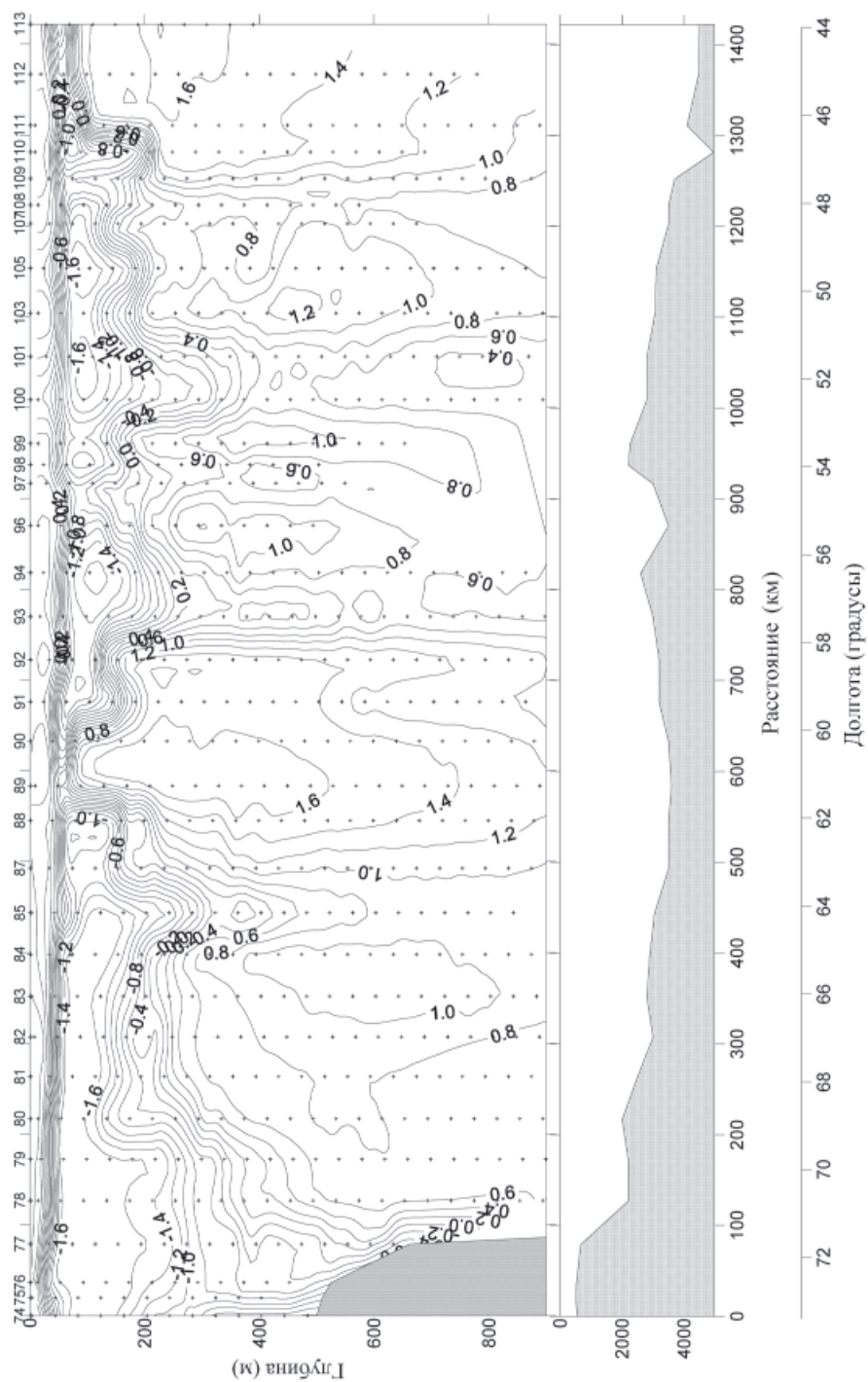


Рис. 7. Распределение температуры на разрезе ХВТ залива Приюдс – море Космонавтов

южная фронтальная зона (ЮФЗ) и ЮФ, широтное смещение северной и южной границ и собственно ЮФ составило соответственно 1,2, 1,0 и 0,5° широты, соответствующие диапазоны изменения температуры 0,8, 0,8 и 0,7 °С.

Отмечается практически синхронное изменение положения границ СТФЗ, САФЗ и северной границы ЗАПФ; при этом при практически синхронном изменении широтного положения границ ЮФЗ эти изменения носят асинхронный характер относительно перечисленных выше синхронно меняющих положение границ. Границей между двумя типами изменений служит южная граница ЗАПФ, демонстрирующая практически линейную зависимость изменения широтного положения со временем.

Наименьшую изменчивость показывает температура на границах СТФЗ и ЮФЗ, наибольшую – САФ. При этом изменение температуры на границах антарктической полярной фронтальной зоны (АПФЗ) носит практически асинхронный характер, близко к этому и на границах ЗАПФ, тогда как на границах ЮФЗ – явно синхронный.

Распределение температуры на разрезе показывает, что выделенные фронтальные зоны и фронты проявляются практически в пределах всего 760-метрового слоя, хотя и с разной степенью выраженности. Получение численных оценок характеристик фронтов и фронтальных зон на глубинах и анализ их соотношений – предмет дальнейшего анализа.

В период МПГ были выполнены несколько разрезов ХВТ, формально не соответствующих задачам проектов SASSI и CASO, но заметно дополняющих наши представления для задач, сформулированных в кластерных проектах. В январе 2008 г. был выполнен разрез в районе между Австралией и Антарктидой, состоявший из 69 зондирований, и в период с декабря 2008 г. по февраль 2009 г. выполнены пять разрезов в районе моря Космонавтов и залива Прюдс, всего 113 зондирований.

Разрезы в районе море Космонавтов – залив Прюдс позволили оценить характеристики мезомасштабных особенностей термической структуры вод в области регулярного формирования одной из наиболее устойчивых полынней Южного океана – полыньи Космонавтов, свидетельствующие об интенсивном поступлении тепла глубинных вод в поверхностный слой, показать, что формирование достаточно сложной мезомасштабной термической структуры в основном является следствием взаимодействия течений с донной топографией. Кроме того, эти разрезы позволили получить картину термической структуры в районе шельфа и материкового склона залива Прюдс, дополнив картину процессов в этом районе, полученную по данным STD-разрезов. На рис. 7 представлено распределение температуры верхнего слоя океана в районе залив Прюдс – море Космонавтов.

Институт океанологии РАН в ноябре 2007 г. выполнил разрез вдоль разлома Шеклтона в районе пролива Дрейка (всего 53 станции STD). В октябре–ноябре 2008 г. выполнена съемка из 66 станций STD в районе глубоководных проходов в разломе Шеклтона (рис. 1). Разрезы выполнялись зондом SBE 911plus с дискретностью 6–15 миль.

Съемка в проливе Дрейка показала, что термохалинные фронты АЦТ слабо выражены в поле горизонтальных градиентов термохалинных свойств. На южной границе АЦТ наблюдается хорошо выраженное течение западного направления, которое переносит модифицированные глубинные воды моря Уэдделла в Тихий океан. Интегральный геострофический транспорт над порогом, разделяющим Тихий и Атлантический океаны в проливе Дрейка, составляет только 93 Св. Это может означать, что рециркуляция атлантических и тихоокеанских придонных вод, не перетекающих этот порог, может составлять 10–15 Св. Максимальный геострофический перенос вод наблюдается в районе Субантарктического фронта и составляет более 50 % всего переноса АЦТ [6].



Данные наблюдений показали, что на увеличение содержания хлорофилла на поверхности оказал влияние только субантарктический фронт. Интегральные величины хлорофилла в слое фотосинтеза и в слое 0–200 м возрастали и на Субантарктическом, и на Полярном фронте. Холодные циклонические вихри в полярной фронтальной зоне могут на порядок снижать содержание хлорофилла в поверхностном слое пролива Дрейка. Низкое содержание растворенного кремния способно лимитировать развитие фитопланктона в Субантарктике и северной части Полярной фронтальной зоны. Другим лимитирующим фактором могли быть невысокие значения температуры поверхностного слоя в антарктической зоне. Небольшая в целом толщина верхнего перемешанного слоя могла не приводить к угнетению роста фитопланктона из-за светового голодания [6].

Российские океанографические работы, выполненные в 2007–2010 гг., явились существенным вкладом в проекты МПГ «Взаимодействие вод антарктического склона и шельфа в синоптическом масштабе» и «Климат Антарктики и Южного океана». При объединении российских данных с результатами экспедиций других стран, участвовавших в этих проектах, может быть получена достаточно детальная картина процессов в Южном океане. Скоординированные работы по этим проектам являются первым шагом к созданию системы наблюдений за Южным океаном (Southern Ocean Observing System – SOOS), которая сейчас разрабатывается международным океанографическим сообществом.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипов Н.Н., Данилов А.И., Клепиков А.В. Циркуляция и структура вод западной части моря Уэдделла по данным натурного эксперимента «Дрейфующая станция «Уэдделл-1» // Антарктика: Сб. статей. М.: Наука, 1998. Вып. 34. С. 5–30.
2. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Циклонические круговороты окраинных морей восточной Антарктиды // Арктика и Антарктика: Сб. статей. М.: Наука, 2003. Вып. 2 (36). С. 126–148.
3. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Особенности океанографического режима залива Прюдс по данным экспедиций ААНИИ 1997–2007 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 36–48.
4. Антипов Н.Н., Батрак К.В., Духова Л.А., Кузнецов В.Л., Масленников В.В. Гидролого-гидрохимические исследования в 53-й российской антарктической экспедиции на научно-экспедиционном судне «Академик Федоров» // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 155–158.
5. Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Крупномасштабная структура циркуляции вод круговорота Росса // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 115–125.
6. Гладышев С.В. Выполнение разрезов SR1 и SR2 через пролив Дрейка и от Африки до–Антарктиды на судах ИО РАН «Академик Вавилов» и «Академик Иоффе» // Экспедиционные исследования в период МПГ 2007/08: Сб. статей / Под ред. А.И.Данилова. Т. 2. Экспедиции 2008–2009. СПб.: ААНИИ, 2009. 220 с.
7. Данилов А.И., Лагун В.Е. Полярная метеорология (результаты работ за 2003–2006) // Известия РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 4. С. 54–61.
8. Данилов А.И., Лагун В.Е., Клепиков А.В., Катцов В.М., Вавулин С.В. Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2003. Вып. 2 (36). С. 114–125.
9. Лагун В.Е., Клепиков А.В., Данилов А.И., Коротков А.И. О потеплении в районе Антарктического полуострова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 90–101.
10. Foster T.D., Middleton J.H. Bottom water formation in the western Weddell Sea // J. Deep-Sea Res. 1980. Vol. 27A. P. 367–381.
11. Gordon A.L., Huber B.A., Hellmer H.H., Ffield A. Deep and Bottom Water of the Weddell Sea's Western Rim // Science. 1993b. Vol. 262. P. 95–97.
12. Jacobs S.S., Amos A.F., Bruchhausen P.M. Ross Sea oceanography and Antarctic Bottom Water formation // J. Deep-Sea Res. 1970. Vol. 17. P. 935–962.



13. *Legeais J., Speich S., Arhan M., Ansorge I., Fahrbach E., Garzoli S., Klepikov A.* The baroclinic transport of the Antarctic Circumpolar Current south of Africa // *Geophys. Res. Lett.* 2005. Vol. 32. L24602. 5PP. doi:10.1029/2005GL023271.

14. *Rintoul S.R., Sokolov S., Church J.* A 6 year record of baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current at 140°E derived from expendable bathythermograph and altimeter measurements // *J. Geophysical Res.* 2002. Vol. 107, 3155, 22PP. doi:10.1029/2001JC000787

*N.N.ANTIPOV, A.V.KLEPIKOV, A.I.DANILOV*

## **RUSSIAN OCEANOGRAPHY STUDIES IN THE SOUTHERN OCEAN DURING IPY 2007/08**

*The article provides an overview of Russian oceanographic studies in the Southern Ocean, made during the IPY 2007/08 within the projects «Synoptic Antarctic Shelf Slope Interaction Study» and «Climate of the Antarctic and Southern Ocean». The AARI works were conducted from the r/v «Akademik Fedorov», scientists from Shirshov Institute of Oceanology worked onboard r/v «Akademik Ioffe» and «Akademik Sergey Vavilov». When combining the data of Russian expeditions to other countries that participated in these projects can be obtained fairly detailed picture of the processes in the Southern Ocean. Coordinated work on these projects are the first step to establishing a Southern Ocean Observing System.*

*Keywords:* Antarctic, climate, International Polar Year, oceanography observations, Southern Ocean.

## НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ МЕТОДАМИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИЗ КОСМОСА

аспирант И.Е.КОЗЛОВ<sup>1,2</sup>, д-р физ.-мат. наук В.Н.КУДРЯВЦЕВ<sup>1,2</sup>,  
проф. С.САНДВЕН<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, igor.eko@gmail.com

<sup>2</sup>Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Берген (Норвегия)

Приведены результаты наблюдения океанских внутренних волн (ВВ) в Баренцевом море, полученные при обработке спутниковых радиолокационных (РЛ) изображений за период с июня по август 2007 г. Всего идентифицировано 255 пакетов ВВ на 59 РЛ-снимках ИСЗ Envisat. В ходе работы выделены районы с максимальным количеством пакетов волн, определены диапазоны длин волн и их количество в волновых пакетах, а также сделан вывод о приливном характере образования большинства волновых пакетов. Наибольшее количество пакетов было выявлено к северо-западу от арх. Земля Франца-Иосифа. Исходя из предположения о приливном характере образования наблюдаемых ВВ, определены фазовые скорости пакетов ВВ. Используя дисперсионное соотношение для нижней внутренней моды и рассчитанные значения фазовой скорости волновых пакетов, проведена оценка дефицита «массосодержания» верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и его эволюции во времени. Приводится зависимость радиолокационного контраста проявлений внутренних волн от фоновой скорости ветра, определяющей возможность «визуального» обнаружения ВВ в РЛ-снимках.

**Ключевые слова:** океанские внутренние волны, Баренцево море, радиолокационные изображения моря, ВКС, скорость приводного ветра.

Исследование внутренних волн (ВВ) в океане имеет важное научное и прикладное значение. В частности, ВВ, являясь важным элементом динамической структуры океана, влияют на его «среднее» состояние путем вертикального перемешивания, горизонтального и вертикального переноса импульса и энергии [4, 3]. Кроме этого, знание пространственного распределения параметров ВВ необходимо для обеспечения безопасности подводного мореплавания.

Использование спутниковых методов позволило по-новому взглянуть на проблему изучения океанских ВВ. На основе наблюдений за поверхностными проявлениями внутренних волн, зарегистрированными спутниковыми датчиками, стало возможным определение их пространственных характеристик, районов образования и в некоторых случаях механизмов их генерации. Одними из наиболее эффективных инструментов по обнаружению внутренних волн из космоса, сочетающими высокое пространственное разрешение и всепогодность наблюдений, являются радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА). Наблюдения океанских ВВ в снимках РСА известны с запуска ИСЗ Seasat в 1978 г. [6]. С тех пор появилось множество статей, описывающих как отдельные случаи наблюдения внутренних волн в радиолокационных изображениях (РЛИ) моря [14, 13], так и их систематическое наблюдение для различных акваторий [8]. При этом наблюдения ВВ на акватории Баренцева моря по данным спутниковых радиолокаторов ограничены лишь несколькими работами, посвященными отдельным случаям проявлений ВВ в РЛ-снимках [2, 9].

Основной целью данной работы является анализ пространственного распределения ВВ в Баренцевом море, определение их характеристик и выявление основных механизмов и районов их генерации на основании коллекции спутниковых РСА-изображений, полученных в июне–августе 2007 г. с ИСЗ Envisat Европейского космического агентства.

Одним из основных источников генерации ВВ на шельфе является взаимодействие баротропного приливного течения с неровностями рельефа морского дна [3, 1]. При прохождении внутренних волн на морской поверхности индуцируются периодические горизонтальные течения [7]. Взаимодействие ветровых волн с этими индуцированными течениями приводит к формированию поверхностных проявлений ВВ в виде контрастов «шероховатости» морской поверхности. В приложении к РЛ-наблюдениям ВВ, наибольший интерес представляют поверхностные проявления ВВ в спектре ветровой ряби на брэгговском волновом числе, т.е. в диапазоне волн, обеспечивающих обратное резонансное рассеяние радиоволн на морской поверхности. При умеренных углах падения длина волны брэгговской ряби примерно соответствует длине радиоволны. Обычно считается, что усиление/ослабление брэгговских волн происходит в зонах конвергенции/дивергенции поверхностных течений. Это приводит к формированию проявления ВВ на РСА-изображениях в виде чередующихся светлых и темных полос (рис. 1). Более подробные сведения по теории проявления океанских внутренних волн в РЛ-снимках могут быть найдены в статьях [5, 10].

Для исследования ВВ в Баренцевом море использовались радиолокационные изображения Envisat ASAR в С-диапазоне и режимах съемки WSM (ширина полосы обзора 400×400 км, пространственное разрешение 150×150 м) и IMM (примерно 100×100 км и 150×150 м соответственно) при различной поляризации РЛ-сигнала. Сводные данные о характеристиках РЛ-съемки и количестве зафиксированных проявлений ВВ за отдельный летний месяц даны в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что число наблюдаемых пакетов ВВ в течение лета было различным, минимальным – в июле и наиболее частым – в августе. Это вызвано двумя основными причинами – меньшим количеством РСА-изображений за июнь–июль, а также использованием только тех снимков, где участки моря были свободны ото льда. Количество наблюдений пакетов ВВ в июне и июле примерно одинаково. В августе частота наблюдения пакетов примерно в два раза выше. По-видимому, это связано с более явно выраженной стратификацией верхнего слоя океана, способствующей более эффективной генерации ВВ.

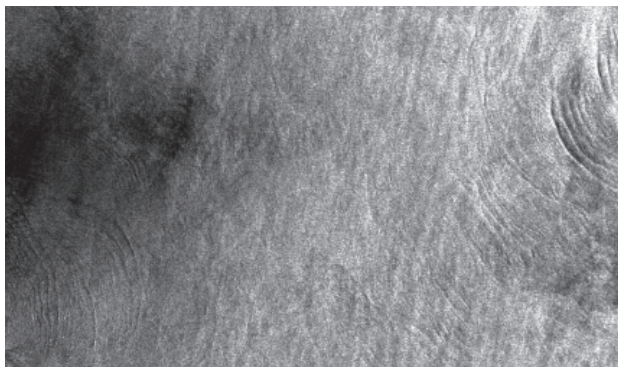


Рис. 1. Пример проявления внутренних волн в Баренцевом море на РЛ-изображении Envisat ASAR от 31 августа 2007 г. © ESA

Основные характеристики РЛ-наблюдения ВВ в Баренцевом море

Месяц года	Количество снимков		Количество пакетов ВВ
	IMM	WSM	
Июнь 2007 г.	0	8	22
Июль 2007 г.	5	3	18
Август 2007 г.	14	29	215
Всего	59		255

Процедура анализа РСА-изображений проводилась в два этапа. На первом этапе РСА-изображения подвергались низкочастотной фильтрации, т.е. исключались пространственные вариации поля РЛ-сигнала на масштабах существенно больших длины ВВ. После этой процедуры проявления пакетов ВВ на РСА-изображениях становились «визуально» очевидными, и далее они подвергались количественному анализу. Положения пакетов ВВ, определенных в результате обработки РСА-изображений за весь период наблюдений, показаны на рис. 2.

Согласно представленной карте, ВВ на акватории моря распространены крайне неравномерно. Большинство обнаруженных пакетов ВВ сосредоточено в области свала глубин от 200 до 50 м. Кроме того, проявления ВВ в большинстве снимков наблюдались в виде последовательных пакетов ВВ (см., например, рис. 3 ниже). Это обстоятельство позволяет сделать вывод о приливном характере генерации обнаруженных ВВ.

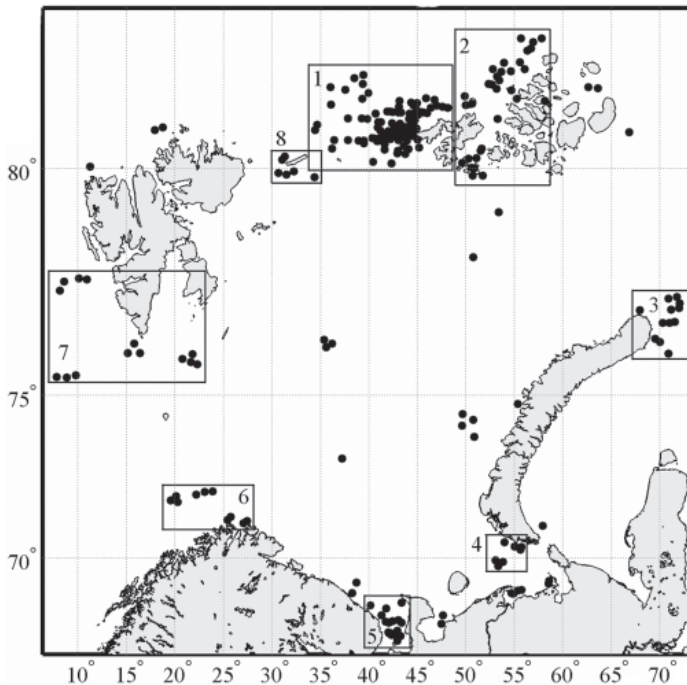


Рис. 2. Местоположение пакетов внутренних волн, обнаруженных в Баренцевом море в июне–августе 2007 г. по данным радиолокатора с синтезированной апертурой Envisat ASAR

Для удобства анализа картированные пакеты ВВ на основании общности географического положения и сходства РЛ-проявлений были объединены в восемь групп, представленных в табл. 2 в порядке убывания количества пакетов в группе. При этом не все из выделенных нами районов в строгом смысле относятся к акватории Баренцева моря, многие из них находятся на границах со смежными акваториями, часто совпадающих с особенностями батиметрии, благоприятными для образования ВВ приливного характера.

Из таблицы видно, что почти половина всех пакетов ВВ (49 %) наблюдалась вблизи арх. Земля Франца-Иосифа (районы 1 и 2 на рис. 2), в особенности к северо-западу от о. Земля Александры (район 1). Далее по количеству пакетов необходимо отметить район к северу от арх. Земля Франца-Иосифа (район 2) и в Воронке Белого моря (район 5). При этом само по себе количество обнаруженных пакетов ВВ мало говорит о регулярности их наблюдений в том или ином районе. Для этих целей была определена средняя частота наблюдаемости ВВ по районам в виде отношения количества пакетов волн к количеству съемок данного района за вычетом тех снимков, когда участок акватории был покрыт льдом. Понятие «средняя» частота наблюдений подразумевает, что на отдельных снимках района могло быть несколько проявлений, тогда как на других снимках проявлений могло не быть. Таким образом, эта величина показывает, сколько проявлений ВВ в среднем приходится на одну съемку района. В результате наиболее часто ВВ наблюдались в северо-восточной части моря вблизи арх. Земля Франца-Иосифа (район 1), в районах к юго-западу от арх. Шпицберген (район 7), севернее мыса Нордкап (район 6) и в Воронке Белого моря (район 5). В то же время районы вблизи Шпицбергена и мыса Нордкап были сняты спутником всего по четыре раза. Очевидно, этого недостаточно для предположения о регулярности образования ВВ в них. С другой стороны, району в центральной части арх. Земля Франца-Иосифа (район 2) соответствует относительно низкая частота наблюдений, но проявления ВВ здесь в небольшом количестве присутствуют почти на каждом снимке.

Таблица 2

Основные районы наблюдения внутренних волн и характеристики их проявлений на РЛ-снимках Баренцева моря

№	Район моря	Кол-во пакетов	Кол-во РЛ-съемок	Частота наблюд.	$\lambda_{\min}$ , м	$\lambda_{\max}$ , м	Длина фронта ведущей волны, км	Кол-во волн в пакете
1	К СЗ от арх. Земля Франца-Иосифа	119	30	3,97	250	3300	20–80	1–20
7	К ЮЗ от арх. Шпицберген	14	4	3,5	900	1800	5–12	2–5
6	Севернее м. Нордкап	10	4	2,5	600	2500	20–140	2–8
5	Воронка Белого моря	17	11	1,55	450	2600	7–75	2–13
3	Севернее о. Новая Земля	13	10	1,3	250	1200	10–26	2–8
2	Севернее арх. Земля Франца-Иосифа	32	29	1,1	250	1700	5–16	1–10
4	Южнее о. Новая Земля	7	11	0,64	300	1300	6–16	4–14
8	Вблизи о. Белый	6	16	0,38	300	1500	4–16	4–9



Максимальная длина волны ВВ, более 3 км, была зафиксирована в районе к северо-западу от арх. Земля Франца-Иосифа. Другие случаи наблюдения длины волн более 2 км были отмечены в районах 5 и 6. Поскольку детальность проявлений ВВ на РЛ-снимках ограничена размерами пиксела 75×75 м, в большинстве случаев минимально различимая длина волны ВВ составила 250–300 м. ВВ с меньшими длинами волн на снимках в указанных режимах РЛ-съемки определить невозможно. Максимальные значения длины фронта ведущей волны наблюдались севернее мыса Нордкап – 140 км, к северо-западу от арх. Земля Франца-Иосифа – 80 км, и в Воронке Белого моря – 75 км. Количество волн в пакетах для одного и того же района сильно варьировалось в течение сезона. Максимальное количество волн наблюдалось северо-западнее арх. Земля Франца-Иосифа – до 20 волн в пакете.

В целом стоит отметить, что в большинстве случаев проявления ВВ на РЛИ имели дугообразную форму. В ряде случаев по последовательным пакетам ВВ было несложно определить примерный район их генерации. Также обычно наблюдалось характерное увеличение расстояния между последовательными пакетами ВВ по мере удаления от места генерации и уменьшение длины волны в пакетах от фронта к тылу в силу нелинейности ВВ.

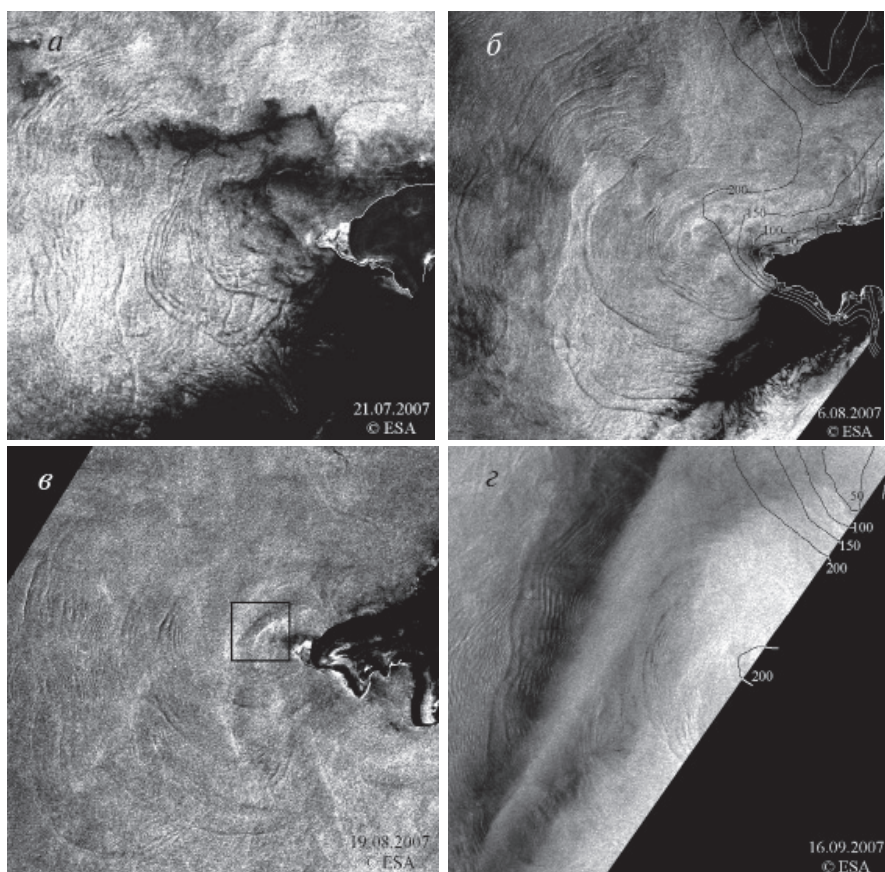


Рис. 3. Фрагменты РЛ-снимков Envisat ASAR с регулярным проявлением внутренних волн приливного характера к западу от о. Земля Александры, арх. Земля Франца-Иосифа за период с 21 июля по 16 сентября 2007 г.: *a* – 21 июля, *б* – 6 августа, *в* – 19 августа *z* – 16 сентября. © ESA



Рассмотрим подробнее район к северо-западу от арх. Земля Франца-Иосифа. Как показано выше, данный район отмечен максимальной частотой наблюдения ВВ и количеством их проявлений. Форма и интенсивность проявлений ВВ здесь крайне разнообразны в зависимости от батиметрии и фоновых гидрометеорологических условий. На рис. 3 в качестве примеров проявлений внутренних волн в данном районе представлены фрагменты четырех РЛ-снимков Envisat ASAR за разные даты с июля по сентябрь 2007 г.

Отметим ряд важных особенностей проявлений ВВ на представленных фрагментах РЛИ и их связь с фоновыми ветровыми условиями. Для удобства интерпретации и определения взаимного положения фрагментов снимков на изображения от 6 августа и 16 сентября 2007 г. (рис. 3б, з) нанесены изобаты 50, 100, 150 и 200 м (USGS Gторо30). Скорость приводного ветра здесь и далее определялась по РЛИ на основе алгоритма CМOD4 [12], направление ветра определялось по модели NCEP GFS 0.5.

На рис. 3а приведен фрагмент РЛ-изображения от 21 июля 2007 г. Метеорологическая обстановка на момент съемки характеризовалась слабым ветром со средней скоростью 3,5–4 м/с северо-восточного направления. На изображении видны несколько последовательных пакетов ВВ с выраженной концентрической формой. Расстояние между пакетами 3,5–7 км. Среднее количество волн в пакетах равно 6–8. Длина фронта ведущей волны – от 30 до 60 км. Ширина пакетов ВВ составляет 3,5–5 км, увеличиваясь по мере удаления от предположительного района генерации. Максимальная длина волны в пакетах соответствует ведущей волне и составляет от 1 до 2,2 км, минимальная длина волны в тылу пакета не более 300 м.

На снимке от 6 августа 2007 г. (рис. 3б) проявления ВВ имеют форму концентрических окружностей, выходящих как бы из одной «точки» генерации. Поле ветра в данном случае характеризовалось скоростью 4–4,5 м/с северного направления. В этих условиях отчетливо видны четыре следующих друг за другом пакета ВВ, границы между ними и внутренняя структура волн в пакетах. Расстояние между пакетами составляет 6–16 км. Длина фронта ведущей волны в пакетах – от 20 до 80 км. Ширина пакетов – от 4 до 14 км. Количество волн в пакетах варьируется от 13 до 20. Длина волны ВВ составляет от 900 м до 3,3 км, минимальная длина в тылу пакетов от 250 м.

На РЛ-снимке от 19 августа 2007 г. (рис. 3в) отчетливо видны лишь отдельные фрагменты последовательных пакетов ВВ. Ветер в фоновой области достигает 9–10 м/с, южного направления. РЛ-контрасты проявлений ВВ существенно ниже, чем в предыдущих случаях. Форма волн в пакетах преимущественно дугообразная. Расстояние между пакетами и длину гребня ведущей волны установить сложно. Количество волн в пакетах – 9 и более. Местами наблюдаются уединенные солитоны. Ширина пакетов составляет 4–10 км. Длина волны в начале пакета – 1,5–2,3 км, минимально различимая длина волны в тылу пакета – 250–300 м.

Основной особенностью РЛИ от 16 сентября 2007 г. (рис. 3з) является наличие атмосферного фронта с штилевой областью, отобразившейся на снимке в виде вытянутого темного участка. На изображении видны два пакета ВВ дугообразной формы, первый и наиболее отчетливый пакет проявился в штилевой области (левая часть фрагмента), второй – в области со средней скоростью ветра около 4,5 м/с и северо-восточным направлением (центральная часть фрагмента). Расстояние между последовательными пакетами составило 14–20 км. Ширина пакетов – 5–13 км. Длина фронта ведущей волны пакета в штилевой области равна примерно 70 км, пакета в центральной части – около 45 км. Количество волн в первом пакете – 14, во втором – 10. Максимальная и минимальная длина волны в первом пакете составили 3200 м (лидирующая волна) и 350 м (в тылу пакета), для второго пакета – 1900 м и 250 м соответственно.

Как видно, на всех фрагментах РЛИ проявления ВВ имели характерную дугообразную форму, позволяющую определить место их предположительной генерации – район к северо-западу от мыса Мэри Хармсуорт (отмечен рамкой на рис. 3а), в котором наблюдается свал глубин с 200 до 50 м (рис. 3б). Также для проявлений ВВ характерно увеличение длины волны в пакетах по мере удаления от предположительного места генерации. Другой особенностью проявлений пакетов ВВ является их максимальная удаленность от района генерации в западном направлении.

Регулярность наблюдения последовательных пакетов ВВ в этом районе позволяет определить внутрисезонные изменения фазовой скорости волн и связать их с характеристиками ВКС. Поскольку полное открытие данного района ото льда наблюдалось лишь в середине июля, т.е. количество исходной полезной информации по району сократилось почти вдвое, для анализа дополнительно были привлечены четыре РЛ-снимка за сентябрь и один снимок за октябрь 2007 г. Измеряя расстояние между последовательными пакетами ВВ и предполагая образование нового пакета волн каждый приливной цикл (т.е. каждые 12,4 часа), несложно определить фазовую скорость волн в пакетах. Значения фазовой скорости пакетов волн в заранее выбранном направлении были определены для всех снимков данного района (табл. 3).

Согласно [11], дисперсионное соотношение для низшей внутренней моды может быть записано в виде:

$$c^2 = \frac{g}{k} \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{1}{\text{cth}kd + \text{cth}k(D-d)}, \quad (1)$$

где  $d$  – глубина залегания пикноклина,  $D$  – глубина,  $\Delta\rho$  – разность плотности воды, расположенной ниже и выше пикноклина,  $c$  – фазовая скорость ВВ,  $k$  – волновое число,  $\rho$  – плотность воды ниже пикноклина,  $g$  – ускорение свободного падения. При  $kd \ll 1$  это выражение принимает вид

$$c^2 = g \frac{\Delta\rho}{\rho} \frac{1}{1 + kd\text{cth}k(D-d)}, \quad (2)$$

что при  $\text{cth}k(D-d) \sim 1$  может быть приблизительно записано как:

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} d = \frac{c^2}{g}. \quad (3)$$

Таким образом, на основании полученных значений фазовой скорости внутренних волн из табл. 3 и используя выражение (3) можно провести оценку дефицита «массосодержания» верхнего слоя океана и его эволюции во времени (рис. 4).

Полученный результат может быть проинтерпретирован следующим образом. Интенсивный солнечный прогрев в течение лета приводит к увеличению перепада плотности в слое скачка. На рис. 4 этому соответствует период с середины июля по середину сентября. Согласно представленным данным, максимальный перепад плотности в пикноклине приходится на первую половину сентября. Далее наблюдается выраженное уменьшение величины  $(\Delta\rho/\rho)d$ , что может быть объяснено началом осенне-зимнего выхолаживания и ледообразованием в данном районе. Таким образом, определение величины  $(\Delta\rho/\rho)d$  на основе наблюдений ВВ в РЛ-снимках позволяет проводить интегральную оценку изменений характеристик ВКС в период открытия данной части моря ото льда.

Как отмечалось выше, проявления ВВ на РЛИ существенно зависят от фоновых условий приводного ветра (рис. 3). Наблюдения поверхностных проявлений ВВ в данном районе позволяют оценить зависимость РЛ-контраста проявлений ВВ от скорости приводного ветра в фоновой области (рис. 5). В данном случае величина контраста РЛ-сигнала определялась в виде отношения  $K = \sigma_{max}^0 / \sigma_{min}^0$ , где  $\sigma_{max}^0$  – уровень обратного рассеяния на наветренной (светлой) стороне проявле-

**Изменение фазовой скорости внутренних волн западнее о. Земля Александры  
с середины июля по начало октября 2007 г.**

Дата	19.07	21.07	1.08	2.08	4.08	6.08	14.08	15.08
Расстояние между цугами, м	5375	5950	8250	7550	7650	10250	10450	10750
Фазовая скорость цуга, м/с	0,120	0,133	0,185	0,169	0,171	0,230	0,234	0,241
Дата	20.08	31.08	4.09	15.09	19.09	29.09	2.10	
Расстояние между цугами, м	10350	10100	12150	10650	9550	7550	7500	
Фазовая скорость цуга, м/с	0,232	0,226	0,272	0,239	0,214	0,169	0,168	

ния ведущей волны ВВ, а  $\sigma_{min}^0$  – уровень обратного рассеяния на подветренной (темной) стороне проявления ведущей волны.

Из рис. 5 видно, что высокие значения РЛ-контраста,  $K \sim 3-4,5$  дБ, соответствующие наиболее четким проявлениям ВВ в РЛ-снимках, наблюдались при фоновой скорости приводного ветра от 2,5 до 6 м/с. Диапазону скоростей 6–10 м/с соответствуют меньшие значения контраста РЛ-сигнала,  $K \sim 1,5-2,5$  дБ, и проявления ВВ сложнее идентифицируются на РЛИ. При скоростях ветра более 10 м/с «визуальное» обнаружение ВВ в РЛ-снимках крайне затруднено. Поэтому при анализе РСА-изображений с целью обнаружения проявлений ВВ следует обращать особое внимание на характеристики приводного ветра.

В работе проведен анализ проявлений океанских внутренних волн в радиолокационных снимках Баренцева моря с июня по август 2007 г. Как правило, ВВ на РЛИ проявлялись в виде нескольких последовательных пакетов с характерной дугообразной формой, позволяющей приблизительно определить район их генерации. Регулярность наблюдений пакетов ВВ и форма их проявлений позволили сделать вывод о преимущественно приливном характере образования наблюдаемых ВВ. В ходе работы было выделено восемь районов Баренцева моря с максимальным количеством наблюдений пакетов ВВ, определены диапазоны длины волны, длины фронта ведущей волны и количества волн в пакетах ВВ. Для каждого из районов была определена средняя частота наблюдаемости ВВ на РЛ-снимках. В результате максимальная частота наблюдаемости ВВ определена для района к северо-западу от арх. Земля Франца-Иосифа. Для этого же района зафиксированы максималь-

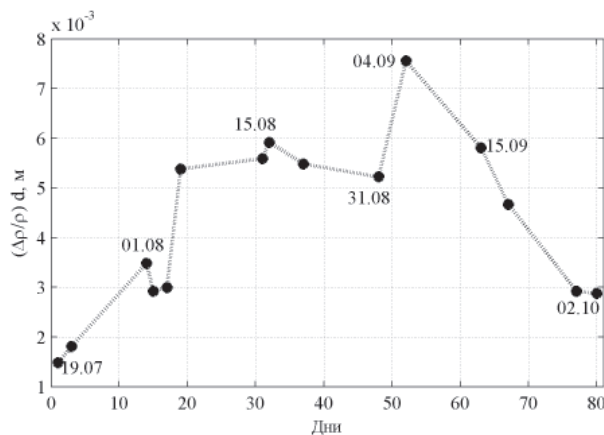


Рис. 4. Относительные изменения дефицита «массоудержания» ВКС и его внутрисезонная изменчивость

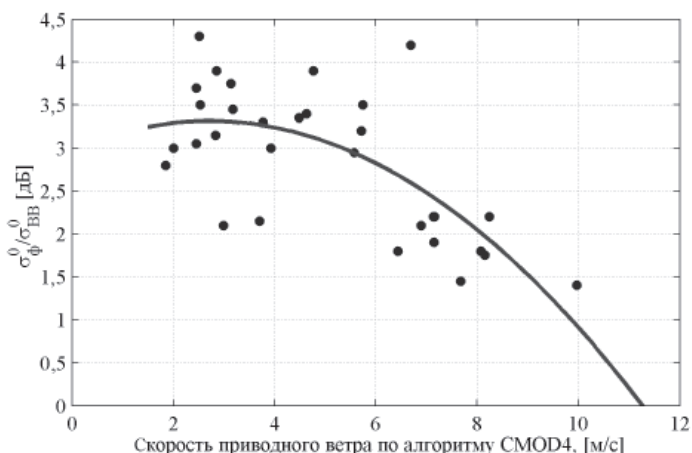


Рис. 5. Зависимость радиолокационного контраста проявлений внутренних волн от фоновой скорости приводного ветра, восстановленного на основе алгоритма CMOD4

ные значения длины волны, длины фронта ведущей волны и количества волн в пакетах ВВ.

Предполагая приливной характер образования ВВ в районе к северо-западу от ЗФИ, были определены значения фазовой скорости ВВ за период с 19 июля по 2 октября 2007 г. Затем на основе полученных значений фазовой скорости ВВ и дисперсионного соотношения для низшей внутренней моды проведена оценка дефицита «массосодержания»  $(\Delta\rho/\rho)d$  верхнего квазиоднородного слоя. Особенность изменений величины  $(\Delta\rho/\rho)d$  в течение рассматриваемого периода согласуется с общим представлением об изменениях характеристик ВКС в летне-осенний период.

На основе наблюдений проявлений ВВ на РЛ-снимках северо-восточной части Баренцева моря определена зависимость РЛ-контраста проявлений внутренних волн от фоновой скорости приводного ветра. Показано, что наилучшим образом ВВ регистрируются на РЛИ в диапазоне скорости ветра от 2,5 до 6 м/с. При более высоких ветрах идентификация ВВ на РЛ-снимках моря затруднительна.

*Данная работа выполнена при финансовой поддержке Норвежского Совета по науке в рамках проектов MAREBASE № ES4303333 и YGGDRASIL № 195724/V11.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондур В.Г., Морозов Е.Г., Бельчанский Г.И., Гребенюк Ю.В. Радиолокационная съемка и численное моделирование внутренних приливных волн в шельфовой зоне // Исследование Земли из Космоса. 2006. № 2. С. 51–63.
2. Дикинис А.В., Иванов А.Ю., Карлин Л.Н., Мальцева И.Г., Маров М.Н., Неронский Л.Б., Рамм Н.С., Фукс В.Р., Авенариус И.Г., Березин Н.П., Дудкин С.Ю., Зайцев В.В., Леонтьев Е.В., Рынская А.К., Степанов П.В., Федосеева Н.В. Атлас аннотированных радиолокационных изображений морской поверхности, полученных космическим аппаратом «Алмаз-1». М.: ГЕОС, 1999. 119 с.
3. Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 272 с.
4. Монин А.С., Крайчик В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 375 с.
5. Da Silva J.C., Ermakov S.A., Robinson I.S. The character of short-period internal wave ERS SAR signatures at very low wind speeds. // Proceedings of the 3rd ERS Symposium on Space at the Service of our Environment. Florence, 1997. P. 1305–1310.
6. Fu L.L., Holt B. Seasat views oceans and sea ice with synthetic aperture radar // JPL Publication 81–120. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, California, 1982. 200 p.

7. *Gargett A.E., Hughes B.A.* On the interaction of surface and internal waves // *Journal of Fluid Mechanics*. 1972. Vol. 52(1). P. 179–191.
8. *Jackson C.R., Apel J.R.* An Atlas of internal solitary-like waves and their properties. Washington, 2004. 559 p.
9. *Kozlov I.* SAR signatures of oceanic internal waves in the Barents Sea (Proceedings of the 2nd International Workshop on Advances in SAR Oceanography from Envisat and ERS missions, 25–29 January 2010, Frascati, Italy, (ESA SP-656), ESA Publications Division. 2008. DVD-ROM. Загл. с этикетки диска)
10. *Kudryavtsev V., Akimov D., Johannessen J., Chapron B.* On radar imaging of current features: 1. Model and comparison with observations // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110. C07016, doi:10.1029/2004JC002505. P. 1–27.
11. *Phillips O.M.* The dynamics of the upper ocean. New York: Cambridge Univ. Press, 1977. 366 p.
12. *Stoffelen A., Anderson D.* Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4 // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102(C3). P. 5767–5780.
13. *Susanto R.D., Mitnik L.M., Zheng Q.* Ocean internal waves observed in the Lombok Strait // *Oceanography*. 2005. Vol. 18 (4). P. 80–87.
14. *Zeng K., Alpers W.* Generation of internal solitary waves in the Sulu Sea and their refraction by bottom topography studied by ERS SAR imagery and a numerical model // *Int. J. Remote Sensing*. 2004. 25(7-8). P. 1277–1281.

*I.E.KOZLOV, V.N.KUDRYAVTSEV, S.SANDVEN*

## **SOME RESULTS OF INTERNAL WAVES STUDY IN THE BARENTS SEA USING SATELLITE RADAR DATA**

*The paper describes the results of oceanic internal waves (IW) study in the Barents Sea obtained through the processing of satellite radar imagery for July-August 2007. In general 255 IW packets were identified on 59 Envisat ASAR images. Regions with maximum IW occurrences were identified, wave lengths and numbers of waves in IW packets defined. Interaction of tidal currents with bottom topography is suggested to be the main source of IW's generation for the most of observed packets. Maximum number of IW packets was identified to the north-west from Franz Josef Land. Assuming IW generation by tides, phase speeds of IW were defined. Using dispersion relation for IW Mode 1 and calculated phase speeds of IW packets, estimate of mass content of upper mixed layer and its time evolution are given. Dependence of radar contrast of IW signatures on background wind speed, defining observability of IWs in radar imagery, is presented.*

*Keywords:* oceanic internal waves, the Barents Sea, radar images, upper mixed layer, near-surface wind speed.

## ПОТЕПЛЕНИЕ В ЗАЛИВАХ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА: КРАТКОВРЕМЕННОЕ ЯВЛЕНИЕ ИЛИ УСТОЙЧИВАЯ ТЕНДЕНЦИЯ?

мл. науч. сотр. А.К.ПАВЛОВ<sup>1</sup>, канд. геогр. наук Б.В.ИВАНОВ<sup>1</sup>,  
инженер Д.М.ЖУРАВСКИЙ<sup>1,2</sup>, ст. науч. сотр. В.ТВЕРБЕРГ<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Boris.Ivanov@aari.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Норвежский Полярный институт, г. Тромсё (Норвегия)

*Проанализированы исторические океанографические данные для заливов Айс-фьорд и Грен-фьорд в контексте современного потепления климата. Используется электронный архив, содержащий более чем 500 океанографических станций, выполненных с конца XIX в. по настоящее время. Анализ временной изменчивости выявил общее увеличение максимальных температур воды, которое составило приблизительно 0,23 °C за десятилетие для обоих фьордов. Тренды статистически значимы и описывают около 46 % общей изменчивости. Максимум температуры, зафиксированный в начале XXI века, более чем на 1° превышает максимум, наблюдавшийся в предыдущем столетии.*

*Ключевые слова:* Шпицберген, океанографический режим, тенденции изменчивости.

### ВВЕДЕНИЕ

Характер общей циркуляции вод в Гренландском и Норвежском морях, а также в проливе Фрама достаточно хорошо исследован [4, 10]. Воды атлантического происхождения являются главным источником поступления тепла в Арктический бассейн (АБ) [4, 5, 21, 22]. Это поступление обеспечивается Западно-Шпицбергенским течением (ЗШТ) [15, 28]. Пролив Фрама представляет собой ключевой район в контексте поступления океанического тепла во внутренние районы АБ. Помимо ЗШТ, циркуляция в проливе Фрама включает и Восточно-Гренландское течение (ВГТ), несущее холодные и распресненные поверхностные водные массы из Арктического бассейна, а также промежуточные или возвратные воды атлантического происхождения. В центральной части пролива Фрама наблюдается сложная система циркуляции, с высокой вихревой активностью и несколькими ветвями обратных течений [19].

ЗШТ не только играет решающую роль в переносе тепла в АБ, но также представляет огромное значение для регионального океанографического режима западной части архипелага Шпицберген. Распространяясь на север вдоль западного побережья Шпицбергена ЗШТ, вследствие сохранения потенциальной завихренности, следует очертаниям материкового склона к западу от архипелага. Именно к этому месту приурочено положение ядра ЗШТ с максимальными температурой, соленостью и скоростями течений [15, 24]. Менее соленая и относительно более холодная *поверхностная арктическая водная масса* (ПАВМ), поступающая из Баренцева моря, также распространяется к северу над узким континентальным шельфом, ограничивая фьорды острова Западный Шпицберген от прямого поступления теплых вод ЗШТ. Обычно резко выраженный Полярный фронт (ПФ) разделяет эти две водные массы. Подробное описание физических процессов, протекающих в зоне ПФ, дано в ряде работ [3, 4, 6, 25].



Результаты численного моделирования и натурные наблюдения показывают, что динамика вод в проливе Фрама сильно зависит от особенностей атмосферной циркуляции. Сильные и продолжительные северные ветра вызывают локальный апвеллинг и могут способствовать неустойчивости ЗШТ. Это, в свою очередь, приводит к аномальному проникновению относительно теплых и соленых атлантических вод на шельф и непосредственно внутрь фьордов Западного Шпицбергена. Описанные процессы наиболее типичны для летнего сезона и являются одним из важнейших механизмов водообмена в данном районе [11, 18, 26]. Последние исследования показали, что подобные процессы могут происходить и в зимний период [12].

В ряде работ, посвященных исследованию многолетней изменчивости ЗШТ, было показано, что существуют определенные связи между индексом Северо-Атлантического колебания и структурой этого течения [13, 14, 17, 23]. Однако, поскольку существует сильная зависимость между локальными атмосферными условиями к западу от Шпицбергена и повторяемостью затоков в фьорды *атлантических вод* (АВ), представляется не вполне корректным напрямую применять полученные в упомянутых выше работах результаты к океанографическому режиму заливов Западного Шпицбергена. Единственная попытка оценить долгопериодную изменчивость океанографических условий в заливах Западного Шпицбергена (на примере залива Конгс-фьорд) была предпринята в работе [27]. Однако отсутствие данных не позволило оценить тенденции, имевшие место до 1970-х гг. XX в.

Океанографические условия фьордов Западного Шпицбергена определяются балансом между взаимодействующими АВ, ПАВМ и материковым стоком [10]. В последние годы в заливах Западного Шпицбергена наблюдались аномальные океанографические условия и сравнительно легкие ледовые условия [1]. Эти изменения имеют важные последствия для структуры и функционирования морских экосистем фьордов [8, 9, 16]. Например, в 2005–2007 гг. в заливе Грен-фьорд впервые за много лет не образовывался устойчивый припай, а соленость в поверхностном слое воды достигла своих максимальных значений по сравнению с предшествующим периодом наблюдений.

В данной работе, выполнен предварительный анализ многолетней изменчивости океанографического режима в заливах Айс-фьорд (АФ) и Грен-фьорд (ГФ) за период с 1899 по 2008 г. Мы попытались ответить на вопрос: действительно ли

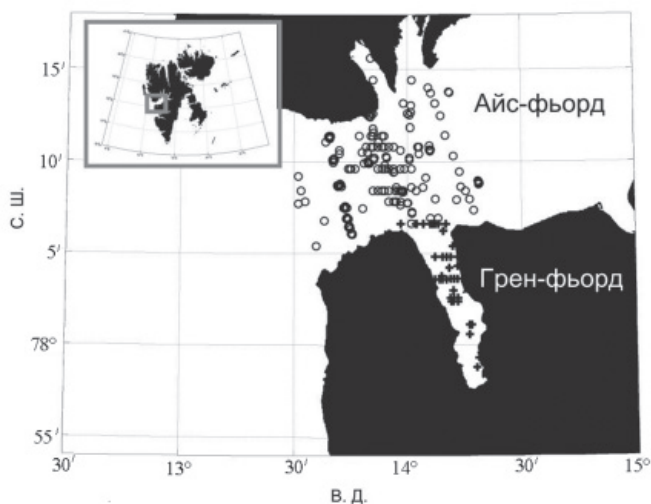


Рис. 1. Расположение океанографических станций (точки – залив АФ, крестики – залив ГФ)

аномально теплые океанографические условия, наблюдаемые во фьордах Западного Шпицбергена в последние годы, являются аномальным событием или подобные случаи наблюдались и ранее, а тенденция к потеплению носит квазиустойчивый характер в течение всего XX в.?

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФЬОРДОВ ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

В предлагаемой работе были исследованы два района: западная (мористая) часть залива АФ и залив ГФ в целом (рис. 1).

Залив АФ является крупнейшим фьордом острова Западный Шпицберген. Фьорд граничит с прилегающим районом континентального шельфа в проливе Фрама посредством сравнительно глубокого желоба с глубинами, превышающими 450 м. Таким образом, не существует топографического препятствия для возможного обмена водными массами между заливом АФ и прилегающим районом шельфа. Поэтому, в случае распространения АВ на прилегающем районе шельфа, они в первую очередь обнаруживаются на входе в залив АФ. Восточнее, примерно около  $14^{\circ}06' - 14^{\circ}18'$  в.д., глубоководная часть сменяется поднятием с глубинами около 200 м.

ГФ – небольшой залив, расположенной в западной части залива АФ, протяженностью 17 км в южном направлении. Как и в случае с заливом АФ, водообмен с прилегающими акваториями не затруднен ввиду отсутствия каких-либо поднятий на входе в фьорд с севера. Диапазон глубин изменяется от 180 м в устье залива до 130 м в его центральной части.

Поскольку основной целью работы является исследование временной изменчивости характеристик АВ в заливах Западного Шпицбергена, необходимо предоставить краткое описание региональной классификации водных масс. АВ, не претерпевающая серьезных изменений при распространении на восток от стрежня ЗШТ, имеет следующие характеристики: температура  $> 3^{\circ}\text{C}$ , соленость  $> 34,9\text{‰}$ . Трансформированная атлантическая водная масса (ТАВ) имеет температуру и соленость в пределах  $1-3^{\circ}\text{C}$  и  $34,7-34,9\text{‰}$ . Она является продуктом смешения АВ и ПАВМ на шельфе и наиболее часто наблюдается в заливах Западного Шпицбергена, в отличие от собственно АВ. Описание характеристик других водных масс, а также источников и механизмов их формирования опускается в данной работе, так как напрямую не касается рассматриваемого нами вопроса. Детальное описание характеристик водных масс приводится, например, в работах [4, 26].

### ДАННЫЕ

Океанографические наблюдения в водах Западного Шпицбергена начались в конце XIX в. и продолжают с перерывами разной продолжительности до настоящего времени. В работе использовались следующие источники океанографических данных: база данных ICES (International Council for Exploration of the Sea, Дания) и база данных ВНИИГМИ-МЦД (Россия). В дополнение к имеющимся массивам данных были использованы результаты океанографических исследований Норвежского Полярного института, выполненных в последние годы.

В итоге удалось сформировать массив данных, включающий более 500 океанографических станций, охватывающий период 1899–2008 гг. В целом пространственное и временное распределение выполненных станций достаточно неоднородно. Океанографические наблюдения в основном приходятся на июль–сентябрь и практически отсутствуют для зимнего периода.

### МЕТОДЫ

#### Отбор данных по пространству и во времени

Недавние исследования [11, 20] показали, что в целом океанографические условия во фьордах Западного Шпицбергена имеют «бимодальную» структуру: преобладание относительно теплых АВ/ТАВ в летний период и холодных и соленых

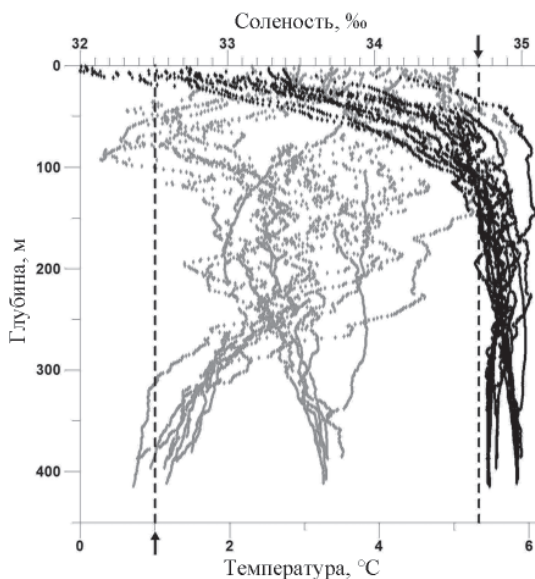


Рис. 2. Характерные профили температуры и солености, построенные на основе STD-зондирований последних лет в западной части залива АФ

Серым цветом представлены профили температуры, черным — солености, пунктирные линии и соответствующие им стрелки показывают границы ТАВ

вод в зимний период (в основном местного происхождения вследствие осенне-зимней конвекции). Максимальная температура АВ/ТАВ в заливах Западного Шпицбергена, как правило, наблюдается в осенний период (август–сентябрь). Таким образом, в нашей работе было решено использовать именно эти данные, полагая, что на начало августа в заливах уже преобладают воды атлантического происхождения и что к концу октября выхолаживание и последующая конвекция еще не затрагивают всей акватории и глубинных слоев исследуемых фьордов. Оба этих предположения в целом вполне обоснованы и подтверждаются многочисленными натурными наблюдениями [11, 20, 26].

На рис. 2 представлены профили температуры и солености, полученные с помощью STD-зондирований за последние несколько лет. Этот график служит основой для определения типичных профилей температуры и солености для данной акватории и диапазона глубин, в рамках которых можно объективно рассматривать изменчивость вод атлантического происхождения. Очевидно, что верхний перемешанный слой испытывает влияние речного и ледникового стоков, поставляющих также огромное количество взвешенных частиц, усиливающих радиационный прогрев поверхности воды в летний период. Таким образом, как соленость, так и температура здесь претерпевают значительные трансформации. Рис. 2 демонстрирует наличие распресненных вод до глубин порядка 100–125 м. Для условий залива ГФ влияние распресненных поверхностных вод прослеживается до глубин 75–100 м. Основываясь на характерных профилях температуры и солености мы исключаем из дальнейшего рассмотрения верхние слои воды до глубины 100 м в заливе АФ и до 75 м в заливе ГФ.

#### Анализ максимальных температур

Первоначальный план данной работы подразумевал исследование многолетней изменчивости как средних, так и аномальных характеристик вод атлантического происхождения в заливах ГФ и АФ. Однако основная проблема, с которой мы

столкнулись на начальной стадии анализа данных, заключалась в сильной пространственной изменчивости в распределении АВ во внешней части залива АФ и в северной части залива ГФ. Например, разрезы, выполненные поперек залива АФ, указывают на значительные различия в величинах температуры воды у противоположных берегов на одних и тех же горизонтах. Эти особенности уже были отмечены в работе [20]. Ширина залива АФ в его западной части примерно в два раза превышает внутренний радиус деформации Россби [20, 26], и, следовательно, эффекты вихреобразования, связанные с вращением Земли, проявляются здесь в полном объеме. Воды атлантического происхождения проникают в залив вдоль южного берега фьорда, и их температура может отличаться на 1–2° от значений, наблюдаемых у северного берега на тех же горизонтах.

Один из возможных методических подходов в сложившейся ситуации – это деление акватории устья залива на два или несколько квазиоднородных районов. Однако, в связи с ограниченным количеством данных, эта процедура делает имеющийся в нашем распоряжении массив данных еще более неоднородным и анализ временных рядов будет не вполне репрезентативным.

Поэтому было решено сфокусировать внимание на анализе максимальных температур (аномальных океанографических условий) вод атлантического происхождения. Напоминаем, что в работе рассматриваются только данные о температуре воды глубже 100 м в заливе АФ и глубже 75 м в заливе ГФ, собранные в период с августа по октябрь. Далее максимальные значения температуры среди всех имеющихся профилей для конкретного года рассматриваются как максимальные оценки температуры АВ для данного года.

#### **Совместимость данных глубоководных термометров и СТД-зондов**

При использовании исторических океанографических данных совместный анализ информации, полученной с помощью различных средств и методов измерений (глубоководные термометры и СТД-зонды), может представлять значительные трудности. Имеющиеся в нашем распоряжении вертикальные профили температуры и солености, полученные с помощью СТД (рис. 2), указывают на присутствие элементов тонкой структуры и высокой степени изменчивости по вертикали. Последнее обстоятельство, по-видимому, может быть связано и с тем, что океанографические станции выполнялись в разные фазы прилива, который здесь имеет неправильный полусуточный характер. Резюмируя вышесказанное и учитывая, что в собранном нами архиве преобладают данные, собранные глубоководными термометрами, при обработке профилей СТД-зондирования использовались данные, полученные только на стандартных горизонтах. При анализе максимальных температур в слое распространения АВ и ТАВ это может привести к определенному сглаживанию профилей. При этом, если максимальные значения температуры воды приходится на глубины между стандартными горизонтами, то это может быть причиной «искусственного» занижения оценок максимальных температур по сравнению с реальными значениями.

Следуя работе [9], мы выполнили сравнительный анализ возможного влияния предложенного нами приема (отбор «искусственных» стандартных горизонтов) на дальнейшее использование данных и их анализ. Для этого были выбраны все океанографические станции, выполненные СТД-зондами в заливах АФ (168 станций) и ГФ (18 станций). Далее мы построили профили температуры, основываясь на данных только стандартных горизонтов: 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 350, 400 и придонный горизонт. Далее была оценена разница между значениями максимальных температур по данным реальных (СТД-зондирования) и построенных (стандартные горизонты) профилей.

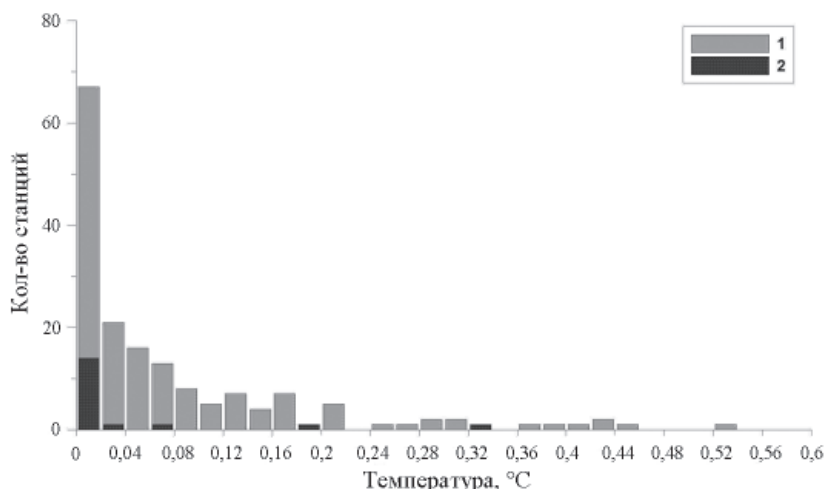


Рис. 3 Гистограмма разностей между значениями максимальных температур, полученных по данным СТД-зондирований и стандартных горизонтов:

1 – Айс-фьорд:  $N = 168$ ,  $T_{\text{cp}} = 0,075$  °C, СКО = 0,074 °C; 2 – Грен-фьорд:  $N = 18$ ,  $T_{\text{cp}} = 0,036$  °C, СКО = 0,053 °C ( $N$  – количество станций,  $T_{\text{cp}}$  – среднее значение, СКО – среднеквадратическое отклонение)

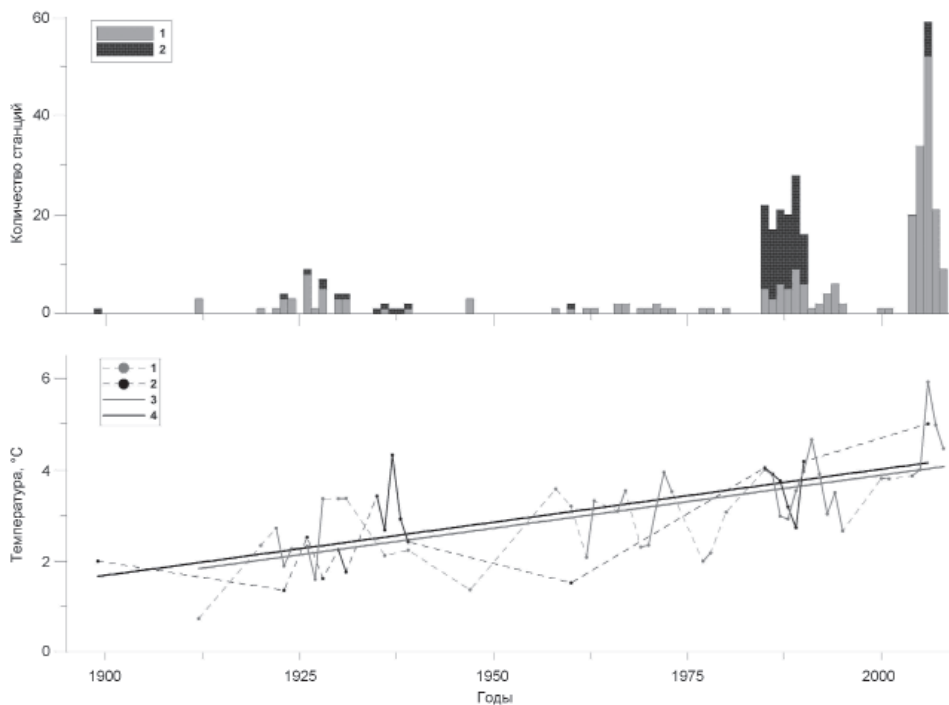


Рис. 4. Количество океанографических станций (а), выполненных в различные годы в заливах АФ (1) и ГФ(2), и изменчивость значений максимальной температуры воды в слое АВ/ТАВ (б):

1 – максимальная температура в слое АВ/ТАВ, °C, Айс-фьорд; 2 – максимальная температура в слое АВ/ТАВ, °C, Грен-фьорд; 3 – тренд, Айс-фьорд:  $0,2325$  °C·дек<sup>-1</sup>; 4 – тренд, Грен-фьорд:  $0,2326$  °C·дек<sup>-1</sup>

Максимальные различия, возникшие при использовании данных только стандартных горизонтов, составили 0,54 °С и 0,33 °С при средних значениях этих характеристик, равных 0,075 °С и 0,036 °С для залива АФ и ГФ соответственно. Графическая интерпретация результатов вычислений и основные статистические характеристики представлены на рис. 3.

Таким образом, результаты проделанных вычислений показывают сравнительно незначительные с точки зрения анализа многолетней изменчивости различия между оценками максимальных температур, полученными с использованием различных средств измерений и методов обработки данных. Очевидно, это связано с региональными особенностями исследуемых акваторий. Небольшие глубины и незначительные интервалы между стандартными горизонтами позволяют зарегистрировать практически все пики температуры в слое АВ/ТАВ на индивидуальных профилях. Таким образом, можно сделать заключение, что ошибки, вызванные использованием значений температуры воды, снятых со стандартных горизонтов на профилях СТД-зондирований, не вносят значительных погрешностей в общий анализ имеющихся данных.

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

После того, как все описанные выше процедуры были выполнены, для анализа многолетней изменчивости АВ/ТАВ в заливах АФ и ГФ были отобраны, соответственно, 241 и 110 океанографических станций. В первом случае временные ряды охватывают период 1899–2008 гг., во втором 1912–2006 гг. Распределение количества выполненных станций по годам представлено на рис. 4а. Ряды многолетней изменчивости максимальной температуры для обоих фьордов представлены на рис. 4б. Значения максимальных температур последующих лет соединены сплошной линией, в то время как пропуски в данных линейно интерполированы и обозначены штриховой линией.

Предварительный анализ полученных временных рядов подтверждает наличие устойчивого увеличения температуры АВ/ТАВ, проникающих во фьорды Западного Шпицбергена, для всего анализируемого периода в целом. В то же время можно отметить ряд интересных особенностей. Например, в первом десятилетии XXI в. в заливе АФ зафиксировано максимальное значение температуры воды (порядка 6 °С), более чем на 1° превышающее второй по интенсивности максимум за весь период наблюдений, отмеченный в середине 1980-х гг. прошлого столетия. Наши результаты не противоречат сообщениям об увеличении температуры ядра ЗШТ в проливе Фрама в тот же период времени [12, 28].

Характер временной изменчивости температуры воды был аппроксимирован линейной зависимостью вида  $Y = AX + B$  (где  $Y$  – температура,  $X$  – время). Множественный регрессионный анализ был применен для оценки значимости полученных трендов.

В табл. 1 приведены результаты регрессионного анализа. Несмотря на пропуски в данных, к нашему удивлению, оценки коэффициентов уравнений регрессии для обоих распределений оказались практически равными: 0,2325 и 0,2326 °С за десятилетие для заливов АФ и ГФ соответственно. Оценки коэффициентов

Таблица 1

Результаты регрессионного анализа данных

Район	Период, гг.	$N$	$A$	$B$	$R^2$	$P(95\%)$
Айс-фьорд	1912–2008	45	0,02325	–42,62254	0,462	0,000001
Грен-фьорд	1899–2006	19	0,02326	–42,49950	0,465	0,001306

$N$  – количество членов ряда,  $A$  и  $B$  – оценки коэффициентов уравнения линейной регрессии,  $R^2$  – коэффициент детерминации,  $P(95\%)$  – 95 % уровень значимости



детерминации показывают, что оба тренда описывают около 46 % существующей изменчивости во временных рядах и статистически значимы на уровне  $P < 0,05$ .

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований можно сформулировать следующие выводы, которые, в силу известного характера исходных данных, носят предварительный характер:

– выполнена оценка многолетней изменчивости максимальной температуры АВ/ТАВ в двух фьордах острова Западный Шпицберген. Оба тренда статистически значимы и имеют практически одинаковые параметры, несмотря на неоднородность исходных данных. Последнее обстоятельство не позволяет объективно оценить межгодовую изменчивость температуры АВ/ТАВ;

– увеличение температуры АВ/ТАВ в обоих фьордах составило практически 2° за 100 лет. При этом последний максимум температуры, зафиксированный в первом десятилетии XXI в., превысил максимум, наблюдавшийся в XX в., более чем на 1°.

Выполненная работа представляет собой первый шаг на пути понимания процессов, формирующих океанографический режим фьордов острова Западный Шпицберген. Мы планируем провести дополнительные исследования, которые позволят более корректно объяснить физические причины наблюдаемой изменчивости. Для этого предполагается привлечь данные об изменчивости индекса Северо-Атлантического колебания (NAO), метеорологические данные ГМО «Баренцбург», данные реанализа для исследуемого района, а также данные океанографической базы Северо-Европейского района Арктики, формирующейся в ААНИИ [2].

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Лаборатории климатических исследований им. Фрама «Investigation of Physical Environment in West Spitsbergen waters», контракта НПИ-ААНИИ «Norwegian-Russian Collaboration on Fast Ice Growth and Decay in Kongsfjorden and Grnfjorden (Svalbard) («NoRu-FastIce»), НИОКР Росгидромета (разделы 5.2.1 и 5.3.2), гранта РФФИ № 08-05-00279 и договора между ААНИИ и ФГУП «Трест «Арктик-Уголь».*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов Б.В., Журавский Д.М. Ледовые условия в заливе Грен-фьорд (архипелаг Шпицберген) за период 1974–2008 гг. // Проблемы Арктики Антарктики. 2010. № 2 (83). С. 29–34
2. Кораблев А.А., Пиношков А.В., Смирнов А.В. Создание океанографической базы данных для мониторинга климата в Северо-Европейском бассейне Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 85–108.
3. Николаев Ю.В., Иванов Б.В., Макитас А.П. Физические процессы в прикромочной зоне морских дрейфующих льдов // Метеорология и гидрология. 1984. Вып. 11. С. 34–41.
4. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 267 с.
5. Тимохов Л.А. Вертикальная структура и динамика подледного слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 141 с.
6. Федоров К.Н. Избранные труды по физической океанографии. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 309 с.
7. Aagaard K., Greisman P. Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 3821–3827.
8. Basedow S.L., Eiane K., Tverberg V., Spindler M. Advection of zooplankton in an Arctic fjord (Kongsfjord, Svalbard) // Estuarine Coastal Shelf Sci. 2004. Vol. 60. P. 113–124.
9. Berge J., Johnsen G., Nilsen F., Gulliksen B., Slagstad D. Ocean temperature oscillations enable reappearance of blue mussels *Mytilus edulis* in Svalbard after a 1000 year of absence // Marine Ecology Progress Series. 2005. Vol. 303. P. 167–175.
10. Coachman, L.K., Aagaard K. Physical oceanography of the Arctic and Sub-Arctic Seas // Marine Geology and Oceanography of the Arctic Ocean. New York: Springer, 1974. P. 1–81.

11. Cottier F.R., Tverberg V., Inall M.E., Svendsen H., Nilsen F., Griffiths C. Water mass modification in an Arctic fjord through cross-shelf exchange // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110: C12005.
12. Cottier F.R., Nilsen F., Inall M.E., Gerland S., Tverberg V., Svendsen H. Wintertime warming of an Arctic shelf in response to large scale atmospheric circulation // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34: L10607.
13. Dickson R., Lazier J., Meincke J., Rhines P., Swift J. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic // Prog. Oceanogr. 1996. Vol. 38. P. 241–295.
14. Grotefendt K., Logemann K., Quadfasel D., Ronski S. Is the Arctic Ocean warming // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 679–687.
15. Hanzlick D.J. The West Spitsbergen Current: Transport, forcing and variability // Ph. D. Univ. of Washington, Seattle. thesis. 1983. 127 p.
16. Hop H. The marine ecosystem of Kongsfjorden, Svalbard // Polar Res. 2002. Vol. 21(1). P. 167–208.
17. Hurrell J. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitations // Science. 1995. Vol. 269. № 5224. P. 676–679.
18. Ingvaldsen R., Reitan M.B., Svendsen H., Asplin L. The upper layer circulation in the Kongsfjorden and Krossfjorden - A complex fjord system on the west coast of Spitzbergen // Polar Res. Spec. Issue. 2001. Vol. 54. P. 393–407.
19. Johannessen O. Mesoscale eddies in the Fram Strait Marginal Ice-Zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice-Zone experiments // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 6754–6772.
20. Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord-shelf exchange controlled by ice and brine production: The interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // Cont. Shelf Res. 2008. Vol. 28. P. 1838–1853.
21. Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Katner G. On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean // The role of the Polar Oceans in shaping the global climate / Ed. O.M.Johannessen, R.D.Muench, J.E.Overland. Washington: American Geophysical Union, 1994. P. 33–46.
22. Rudels B., Friedrich H.J., Quadfasel D. The Arctic circumpolar boundary current // Deep Sea Res. 1999. Part II (4–6). P. 1023–1062.
23. Saloranta T.M., Haugan P.M. Interannual variability in the hydrography of Atlantic water northwest of Svalbard // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106(C7). P. 931–943.
24. Saloranta T.M., Haugan P.M. Northward cooling and freshening of the warmcore of the West Spitsbergen Current // Polar Res. 2004. Vol. 23(2). P. 79–88.
25. Saloranta T.M., Svendsen H. Across the Arctic front west of Spitsbergen: High-resolution CTD sections from 1998–2000 // Polar Res. 2001. Vol. 20(2). P. 177–184.
26. Svendsen H. The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard // Polar Res. 2002. Vol. 21(1). P. 133–166.
27. Tverberg V., Nilsen F., Goszczko I., Cottier F., Svendsen H., Gerland S. The warm winter temperatures of 2006 and 2007 in the Kongsfjorden Water Masses compared to historical data // 8th Ny-Alesund seminar. 2007. Technical Report. P. 40–44.
28. Walczowski W., Piechura J. Pathways of Greenland Sea warming // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34: L10608, doi:10.1029/2007GL029974.

*A.K.PAVLOV, B.V.IVANOV, D.M.ZHURAVSKY, V.TVERBERG*

## **WARMING IN THE BAYS OF THE WEST SPITSBERGEN: IS IT SHORT-TIME WEATHER EVENT OR STABLE TENDENCY?**

*The historical oceanographic data for the bays Ice-Fiord and Gren Fiord were analyzed in the context of contemporary climate warming. Electronic archive is used, which contains more than 500 oceanographic stations, made since the end of XIX century to the present time. Analysis of temporal variability defined total increase of the maximum water's temperature, that composed approximately 0,23 °C in the decade for the both fiords. The trends are statistically significant and describe about 46 % of general variability. The peak temperature which was recorded at the beginning of XXI century, exceed the maximum of the previous century more than 1°.*

*Keywords:* Spitsbergen, oceanographic regime, tendencies of variability.

## ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ПЕРЕМЕШАННОГО СЛОЯ И ПОТОКАМИ ТЕПЛА НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ОКЕАН—АТМОСФЕРА В СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОМ БАССЕЙНЕ

мл. науч. сотр. А.В.СМИРНОВ<sup>1,3</sup>, канд. геогр. наук А.А.КОРАБЛЕВ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, avsmir@aari.nw.ru

<sup>2</sup>Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Берген (Норвегия)

<sup>3</sup>Международный Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, Санкт-Петербург

В статье дается оценка взаимосвязей между потоками тепла на границе раздела океана и атмосферы в регионе Северо-Европейского бассейна. Океанографическая информация получена из базы данных, созданной в отделе взаимодействия океана и атмосферы Арктического и антарктического научно-исследовательского института. Данные с корабля погоды «Майк» использованы для расчета радиационных и турбулентных составляющих общего потока тепла. Коротковолновая радиация получена с помощью формулы Рида [21] с использованием спутникового массива альбедо [25] и модели ERA [5] для параметризации потока при чистом небе. Длинноволновая компонента радиационного потока рассчитана на основе формулы, полученной в Саутгемптонском Океанографическом Центре (Southampton Oceanography Centre, UK). Турбулентные потоки тепла параметризованы с помощью алгоритма COARE 3.0 на основе данных корабля погоды «Майк». Толщина перемешанного слоя оценена на основе тех же данных за период с 2002 по 2009 г. Тесная взаимосвязь между общим потоком тепла и толщиной верхнего квазиоднородного слоя подтверждается высокими коэффициентами корреляции. Найдена зависимость между увеличением толщины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и событиями усиленного выноса льда из Арктического бассейна. Установлено, что в периоды усиленной адвекции льда поток тепла от океана увеличивался на 10–20 Вт/м<sup>2</sup>, что составляет 15–25 % от его средней величины.

**Ключевые слова:** взаимодействие океана и атмосферы, толщина перемешанного слоя, потоки тепла, Северо-Европейский бассейн.

### ВВЕДЕНИЕ

Норвежское, Гренландское и Баренцево моря, входящие в состав Северо-Европейского бассейна (СЕБ), являются важным связующим звеном между Атлантическим и Арктическим океанами. В западных частях региона теплые и соленые атлантические воды (АВ) проникают далеко на север, формируя мягкий климат Северной Европы. Встречный поток на юг, вдоль побережья Гренландии выносит полярные воды и морской лед. Холодные и плотные воды в промежуточном и глубинных слоях, образовавшиеся в результате взаимодействия с атмосферой, двигаются на юг, формируя глубоководный перелив в Северную Атлантику.

Подводный хребет, отделяющий СЕБ от Северной Атлантики, служит естественной преградой, ограничивающей водообмен между двумя бассейнами. Основные объемы вод перелива преодолевают хребет в областях глубоководных желобов (Датский пролив, Фареро-Исландский пролив, Фареро-Исландский порог), значительно модифицируются в процессе опускания за счет вовлечения атлантических вод, приобретая характеристики Северо-Атлантической глубинной водной массы [11].

Адвекция тепла и соли в высокие широты играет ключевую роль в формировании вертикального конвективного обмена в крупномасштабной термохалинной циркуляции вод всего Мирового океана. Свойства атлантических вод, поступающих в СЕБ, значительно меняются на протяжении пути следования не только по причине взаимодействия с атмосферой, но и за счет горизонтального и вертикального (ветрового и конвективного) перемешивания, усиливающегося в зимний период. Предыдущие исследования показали, что вертикальный конвективный обмен в СЕБ подвержен сильной временной изменчивости и крайне чувствителен к изменениям климата [10, 11, 13].

Процессы взаимодействия на границе вода–воздух включают в себя обмен теплом, солью и количеством движения. Высокий теплозапас Норвежского течения определяет передачу атмосфере значительного количества тепла (среднегодовая отдача тепла от океана составляет около  $60 \text{ Вт/м}^2$  [13]). В период зимнего охлаждения формируется глубокий квазиоднородный слой, который при определенных условиях может достигать дна не только в шельфовых областях, но и в глубоководных районах СЕБ.

Количественные оценки вклада отдельных составляющих теплообмена на поверхности океана необходимы для понимания закономерностей формирования верхнего квазиоднородного слоя. Масштабы модификации атлантических вод вдоль траектории их распространения в СЕБ влияют не только на региональные характеристики водных масс в СЕБ, но и на свойства вод, поступающих в результате адвекции в высокие широты, а значит, и на климат Арктики. Интенсивность процессов перемешивания зависит от различных факторов, включающих стратификацию вод, параметры атмосферного воздействия (температура воздуха, скорость ветра, влажность и т.п.). В работе дается количественная оценка потоков тепла и характеристик ВКС по данным наблюдений с помощью современных расчетных алгоритмов. Конечная цель исследования заключается в определении взаимосвязей их изменения с состоянием климатообразующих параметров окружающей среды в СЕБ (стратификация верхнего слоя, параметры атмосферного воздействия, морской лед).

## ДАННЫЕ

Океанографические наблюдения, использованные в настоящей статье, взяты из базы данных, созданной в ААНИИ для СЕБ [1, 3].

При ее построении было использовано около 2,5 млн станций из более чем 30 источников. Примененные процедуры контроля качества позволили исключить ошибочные наблюдения и наблюдения с низкой точностью (ХВТ, МВТ). После процедуры объединения итоговая база данных содержит более 450000 океанографических станций для региона СЕБ ( $60^\circ \text{ с.ш.} - 82^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $45^\circ \text{ з.д.} - 70^\circ \text{ в.д.}$ ). В нее вошли температура, соленость, кислород и основные гидрохимические параметры за период с 1900 по 2010 г.

Дополнительно был сформирован массив данных поверхностного слоя. Он содержит более 550000 наблюдений по температуре и солености в верхнем (0–5 м) слое. База сформирована заново из начальных источников и прошла контроль качества, описанный в [1]. В ней отсутствуют ограничения, связанные с низкой инструментальной погрешностью приборов.

Для оценки изменений состояния верхнего слоя были рассчитаны гридированные месячные поля температуры и солености воды на фиксированных глубинах (стандартных горизонтах) в узлах регулярной ( $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  по широте и долготе) сетки за период с 1900 по 2009 г. Гридированные поля получены с помощью нестационарного геостатистического моделирования (Intrinsic Kriging, ИК) [28], позволяющего исключать тренды в исходных полях. В данной работе рассмотрены поля для апреля, когда толщина ВКС достигает наибольших значений. Для увеличения площади покрытия, исходные данные за каждый год интегрировались

за период с середины марта до середины мая и представляют собой поля, центрированные на середину апреля. Естественным образом это приводит к увеличению пространственно-временной неоднородности в исходных полях. Каждое восстановленное в узле значение параметра сопровождается величиной стандартного отклонения кригинга или ошибкой интерполяции.

Месячные гридированные поля на стандартных горизонтах были в дальнейшем использованы для расчета средних (климатических) полей, получаемых арифметическим осреднением значений параметров в совпадающих узлах за определенный период и с учетом ошибки интерполяции.

Совместный анализ климатических и месячных полей параметров характеризует как долгопериодную изменчивость, так и аномальность каждого отдельного года. Следует отметить, что алгоритм не допускает экстраполяции за пределы области наблюдений. Внутри этой области значения параметров в узлах оценивались при выполнении ряда условий (наличие определенного числа наблюдений в радиусе поиска, пространственная однородность распределения наблюдений относительно узла интерполяции). Указанные ограничения снижают величину ошибки интерполяции и тем самым повышают качество гридированных полей.

Корабль погоды «Майк», расположенный в точке 66° с.ш., 2° в.д., является единственной морской станцией в СЕБ, где измеряются все характеристики, необходимые для расчета потоков тепла по балк-формулам. Ряд наблюдений является уникальным с точки зрения продолжительности (с 1948 г.) и синхронности метеорологических и океанологических наблюдений. Последнее позволяет исключить дополнительные неопределенности, связанные с интерполяцией данных. С 2002 г. на корабле погоды начаты STD-зондирования, что значительно повысило вертикальное разрешение наблюдений.

#### **ПОТОКИ ТЕПЛА НА ГРАНИЦЕ РАЗДЕЛА ОКЕАН–АТМОСФЕРА**

Существует целый ряд неопределенностей расчетных алгоритмов тепловых потоков на основе судовых наблюдений. Анализ точности существующих расчетных схем и региональных особенностей процессов обмена в высоких широтах позволил выбрать следующие алгоритмы, наиболее близко соответствующие поставленным задачам.

Коротковолновая проходящая радиация была рассчитана с помощью формулы Рида [21] с использованием спутникового массива альбедо, разработанного в Финском метеорологическом институте [25]. Для параметризации потока проходящей радиации при чистом небе использовалась модель EPA [5].

Длинноволновый поток тепла был получен с помощью формулы, разработанной в Саутгемптонском Океанографическом Центре. Она специально разрабатывалась для средних широт и тестировалась на данных, полученных в СЕБ [16].

Турбулентные потоки тепла были рассчитаны по алгоритму COARE (Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment, 1990–2003) [7, 8]. Изначально данный алгоритм разрабатывался для экваториального региона и тестировался на данных эксперимента COARE, что ограничивало его работоспособность скоростями ветра от 0 до 12 м/с. Вследствие широкой популярности алгоритма (более 200 цитирований в реферируемых журналах), он был значительно доработан и адаптирован для использования вне тропического региона [7].

Существуют положительные примеры использования COARE в средних и высоких широтах [8, 9, 17, 27], при низких температурах воды и высоких скоростях ветра. Появилась возможность учета региональных климатических особенностей за счет расчета входящих в алгоритм физических переменных как функции от внешних параметров (температуры, широты, солнечного потока тепла и т.п.). Недавние усовершенствования сделали COARE одним из лучших среди балк-алгоритмов, которые могут быть использованы в СЕБ [7].

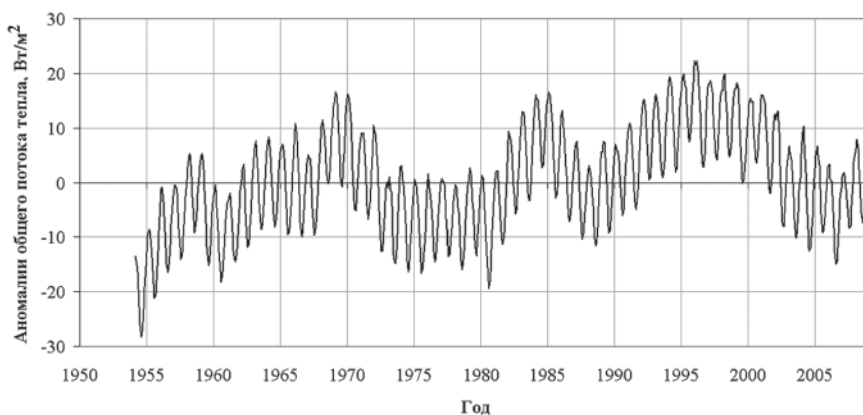


Рис. 1. Временной ход аномалий общего потока тепла в точке 66° с.ш., 2° в.д. (по данным корабля погоды «Майк»).

Положительные значения соответствуют отдаче тепла от океана. Временной ряд сглажен скользящим усреднением.

Временной ход общего потока тепла, рассчитанного по данным корабля погоды «Майк» с помощью алгоритма COARE 3.0, приведен на рис. 1. Видны три основных периода усиления притока тепла из океана в атмосферу: в конце 1960-х—середине 1980-х гг. и середине 1990-х гг., и несколько периодов усиленной аккумуляции тепла океаном. Причины усиления теплоотдачи требуют детального изучения и будут рассмотрены ниже.

Анализ составляющих общего потока тепла показал, что наибольший вклад в изменчивость вносят его турбулентные составляющие — явный и скрытый потоки тепла. Это означает, что в периоды усиления теплоотдачи из океана происходили процессы, обостряющие температурные градиенты в пограничном слое вода—воздух.

#### ТОЛЩИНА ПЕРЕМЕШАННОГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ

Верхний квазиоднородный слой океана изучен в значительно меньшей степени, чем пограничный слой атмосферы. Этому есть несколько простых объяснений. Во-первых, недостаточное количество и качество исторических данных, в особенности низкое вертикальное разрешение профилей, затрудняют надежное определение характеристик ВКС. Во-вторых, используется множество различных определений ВКС и, соответственно, методик нахождения его толщины, что усложняет сопоставление полученных результатов.

Существует три основные группы методов расчета толщины ВКС: методы порогового критерия (конечно-разностные методы); градиентные методы; методы анализа кривизны профиля.

Другие алгоритмы, такие как ступенчатый регрессионный метод наименьших квадратов (step-function least squares regression method) [18], метод захвата (integral depth-scale method, trapping method) [19], алгоритм «разделения и склейки» (split and merge) [26], не получили широкого распространения из-за необходимости привлечения дополнительной информации, требования экспертного контроля и сложности автоматизации [26].

Исторические океанографические данные достаточно часто имеют низкое вертикальное разрешение и содержат ошибки. Как показали тестовые расчеты, единственная группа методов, которая может быть использована в данном случае,



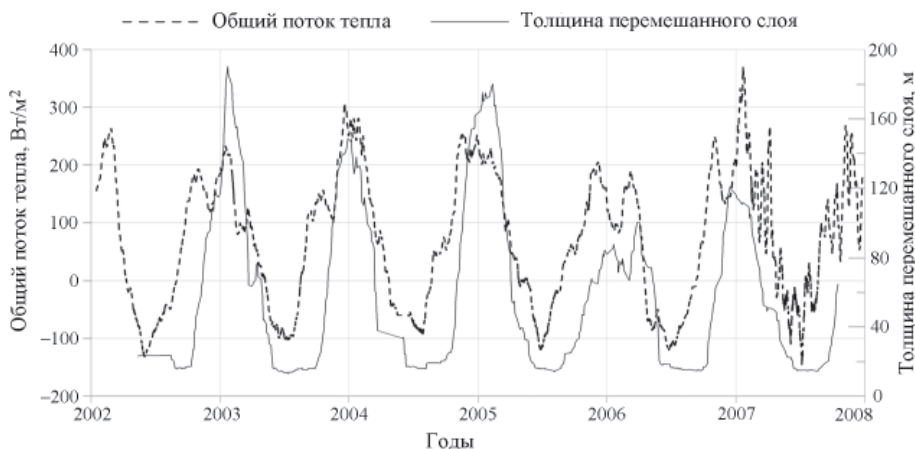


Рис. 2. Временной ход толщины ВКС и суммарного потока тепла, рассчитанных по данным наблюдений корабля погоды «Майк» за 2002–2008 гг.

это методы с заданным пороговым критерием. Остальные способы определения толщины ВКС дают слишком большую погрешность, причиной которой являются большие расстояния между измерениями по вертикали.

Толщина перемешанного слоя была рассчитана для всего ряда данных корабля погоды «Майк» по всем приведенным выше методикам за период с 1948 по 2009 г. В каждой из групп методов выбирались по несколько наиболее часто употребляемых и цитируемых в литературе алгоритмов. Результаты расчетов в целом отражали физические процессы формирования и трансформации ВКС во времени, но были сильно зашумлены и неоднородны. Расстояние между горизонтами в исторических данных составляло до 50 м в верхнем слое, что привело к высоким погрешностям расчета. Попытки корреляции полученных результатов с потоками тепла не принесли положительных результатов, хотя физическая взаимосвязь этих параметров не вызывает сомнений. Величина коэффициента корреляции составила от 0,3 до 0,5 для различных методик определения ВКС.

Как было отмечено, с 2002 г. на корабле погоды «Майк» параллельно с батиметрией стали проводиться STD-зондирования. Повторные расчеты по данным с высоким разрешением выявили высокую положительную корреляцию между толщиной ВКС и суммарным потоком тепла (рис. 2). Значения коэффициентов корреляции менялись от 0,75 до 0,85 в зависимости от используемой методики. Это наглядно показывает, что для точного определения характеристик ВКС необходимы качественные данные с высоким вертикальным разрешением. Следует обратить внимание на временное запаздывание, в течение которого перемешанный слой подстраивается под изменившийся тепловой поток. Этот промежуток составляет в среднем от 3 до 4 месяцев. Нарушение этой зависимости может быть связано с колебаниями адвекции и изменениями фронтального раздела, расположенного вблизи корабля погоды.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Фоновая стратификация верхнего слоя океана оказывает определяющее влияние на формирование ВКС. Особенность стратификации в зоне распространения теплых и соленых атлантических вод в СЕБ заключается в том, что устойчивая

стратификация верхнего слоя определяется снижением температуры с глубиной (в отличие от СЛО и восточных частей СЕБ, где основной вклад вносит распределение верхнего слоя). Охлаждение (усиление потока тепла от океана к атмосфере) на поверхности приводит к развитию как термической, так и халинной конвекции, что способствует быстрому увеличению плотности, интенсивному перемешиванию и формированию глубокого ВКС. Среднегодовые профили температуры и солености в районе корабля погоды «Майк» показывают, что ядро атлантических вод располагается в слое 50–150 м. В период весенне-зимней конвекции этот слой

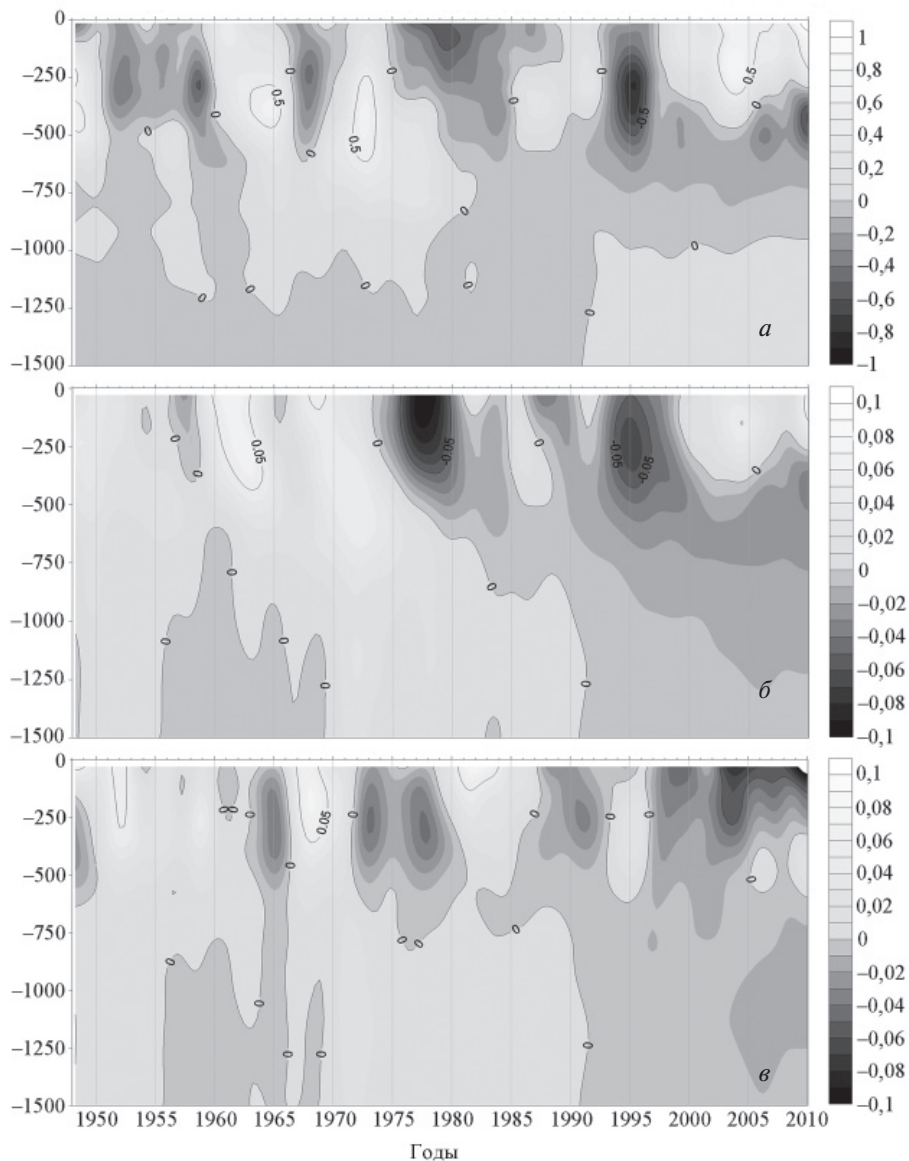


Рис. 3. Временные диаграммы аномалий температуры (а), солености (б) и плотности (в), построенные по исходным данным за период с 1948 по 2009 г. в районе корабля погоды «Майк»

перемешивается, что приводит к увеличению солености и плотности всего верхнего квазиоднородного слоя. Поэтому, помимо интенсивности взаимодействия на границе вода–воздух, определяемой атмосферными параметрами и температурой поверхности воды, развитие ВКС контролируется колебаниями объемов и термохалинных характеристик в ядре атлантических вод, поступающих в регион.

Адвекция низкосолёных аномалий способна значительно усилить стратификацию. Другими словами, потребуется значительное усиление потоков от океана для увеличения толщины ВКС. Наоборот, при высоких фоновых значениях солености верхнего слоя аналогичная толщина ВКС может быть достигнута при меньшем потоке тепла от океана. Совпадение двух благоприятных факторов (высокая фоновая соленость верхнего слоя и интенсивная теплоотдача на поверхности) может привести к развитию ВКС с экстремальной толщиной [4].

Для иллюстрации общей гидрологической ситуации в СЕБ на рис. 3 приведены временные диаграммы температуры и солености, построенные по исходным данным за период с 1948 по 2009 г. в районе корабля погоды «Майк».

На диаграммах ясно прослеживаются периоды с устойчивым гидрологическим режимом и периоды резких изменений термохалинных характеристик. Адвекция низкосолёных аномалий через район происходила в периоды 1967–1972, 1976–1981, 1992–1997 гг. До 1975 г. преобладала высокая соленость верхнего слоя. Для перечисленных периодов с устойчивым режимом были построены средние поля и поля аномалий на основании описанного выше набора гридированных полей для апреля (не приводится).

Результаты показывают, что с точки зрения стратификации верхнего слоя наиболее благоприятным периодом для развития глубокого ВКС был период до 1975 г. Увеличение солености верхнего слоя с конца 1990-х гг. сопровождалось значительным потеплением и, соответственно, снижением плотности верхнего слоя (рис. 3).

Как показывают наблюдения на прибрежных метеорологических станциях и данные реанализов [2], с конца 1960-х гг. температура воздуха над акваторией СЕБ была аномально низкой на протяжении нескольких лет, в то время как соленость на поверхности оставалась высокой. Резкое охлаждение на поверхности инициировало повсеместное усиление вертикального перемешивания. В западных областях СЕБ, особенно в центральной части Гренландского моря, наблюдались эпизоды развития глубокой конвекции. В восточных частях, в области адвекции атлантических вод происходила усиленная трансформация поверхностных вод в промежуточные [14, 15]. Временные диаграммы по кораблю погоды «Майк» подтверждают формирование положительной аномалии солености (рис. 3) в промежуточных и глубинных слоях.

Положительные подповерхностные аномалии температуры и солености в восточной части СЕБ, сформированные в период охлаждения, сохраняли свои свойства в течение почти 10 лет. Адвекция «Великой соленостной аномалии» (ВСА) во второй половине 1970-х гг. [6] привела к сильной рестратификации вод [14, 15] и ослаблению процесса трансформации поверхностных вод в промежуточные. Это послужило толчком к постепенному снижению температуры и солености вод в промежуточном и глубинных слоях. Новая отрицательная соленостная аномалия середины 1990-х гг. стала причиной сохранения сильной устойчивой стратификации верхнего слоя. Несмотря на начавшийся рост солености атлантических вод с конца 1990-х гг., устойчивость стратификации остается высокой, т.к. основной вклад в поверхностную плотность вносят высокие температуры воды.

Усиления теплоотдачи океана в периоды, отмеченные на рис. 1, соответствуют периодам увеличенного выноса льда и полярных вод из Арктического бассейна под влиянием усилившихся северных потоков в атмосфере, выносивших холодный воздух на акваторию Гренландского и Норвежского морей. Это подтверждается изменением положения границы ледяного покрова [22, 24], данными массива

концентрации морского льда, созданного в Хадли-Центре (HadSST) [20], и наблюдениями за температурой воздуха. Натурные наблюдения показали, что каждому периоду с низкими температурами воздуха зимой и положительной аномалией выноса льда также соответствовало и заглублиение перемешанного слоя.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье даны количественные оценки потоков тепла и толщины ВКС, полученные с помощью современных алгоритмов их расчета. Работоспособность различных методик проверена на данных метеорологических и океанографических наблюдений корабля погоды «Майк» в Норвежском море за период с 1949 по 2009 г. Высокое вертикальное разрешение профилей является ключевым фактором корректного определения толщины ВКС. Высокие коэффициенты корреляции общего потока тепла и толщины ВКС получены по СТД-зондированиям, и определен временной интервал приспособления ВКС к сезонным изменениям потоков на поверхности.

Возможность аномального глубокого развития ВКС и модификации свойств промежуточных и глубинных вод рассмотрена в контексте устойчивости стратификации верхнего слоя в СЕБ по историческим данным. Временные диаграммы термохалинных характеристик по данным корабля погоды «Майк» показывают, что стратификация верхнего слоя регулируется соотношением в нем атлантических и полярных вод, перераспределение которых по вертикали, в свою очередь, зависит от интенсивности взаимодействия на границе вода–воздух. За период инструментальных наблюдений в СЕБ выявлено несколько устойчивых гидрологических режимов, обуславливающих различные режимы вертикального перемешивания. Их формирование связано, в первую очередь, с периодическим усилением адвекции полярных вод и морского льда из Северного Ледовитого океана (СЛО), что приводит к резкому распреснению верхнего слоя и усилению стратификации, препятствующей вертикальному обмену. Наглядным подтверждением этому являются две сильные отрицательные аномалии солености 1970-х и 1990-х гг. В свою очередь, колебания адвекции и свойств АВ могут вызываться факторами, действующими далеко за пределами СЕБ и СЛО. Так, увеличение солености АВ в СЕБ, несмотря на продолжающиеся снижение объема морского льда в СЛО и таяние ледников, с конца 1990-х гг. может быть связано с изменением относительной динамики полярного и субтропического круговоротов Атлантического океана [12]. Хотя фундаментальная причина перестройки общей циркуляции остается главным предметом научных дискуссий.

Присутствие в верхнем слое теплых и соленых вод атлантического происхождения в восточных частях СЕБ означает, что резкое и/или продолжительное снижение температуры воздуха может приводить к развитию термической и халинной конвекции. В сочетании с высокой соленостью в ядре АВ это может приводить к активизации глубокой конвекции, как это наблюдалось в конце 1960-х гг. В статье установлено совпадение между периодами усиленной теплоотдачи АВ и усиленного выноса морского льда из СЕБ. В каждом из трех эпизодов с экстремальными потоками положение кромки льда в СЕБ было смещено в восточном направлении или объем выноса льда из СЛО был повышен [23, 29]. В заключение отметим, что экстремально низкая плотность АВ в восточных областях СЕБ в последнее десятилетие определяется высокой температурой воды. В то же время высокая соленость АВ позволяет утверждать, что верхний слой в СЕБ подготовлен для усиления вертикального перемешивания в случае сильного снижения температуры воздуха.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кораблев А.А., Пнюшков А.В., Смирнов А.В.* Создание океанографической базы данных для мониторинга климата в Северо-Европейском бассейне Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 85–108.

2. *Korablev A.A., Пнюшков A.B., Смирнов A.B.* К вопросу о возможности использования данных ERA-40 и NCEP/NCAR реанализов для изучения климата в северной полярной области // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 44–67.
3. *Korablev A.A., Пнюшков A.B., Смирнов A.B.* Технология создания баз океанографических данных на примере Северо-Европейского бассейна Арктики // Ученые записки РГГМУ. 2005. № 1. С. 89–108.
4. *Alekseev G.V., Johannessen O.M., Korablev A.A., Ivanov V.V., Kovalevsky D.V.* Interannual variability in water masses in the Greenland Sea and adjacent areas // Polar Research. 2001. Vol. 20(2). P. 201–208.
5. *Annear R.L., Wells S.A.* A comparison of five models for estimating clear-sky solar radiation // Water Resour. Res. Vol. 43. W10415. doi:10.1029/2006WR005055.
6. *Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J.* The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic 1968–1982 // Progress in Oceanography, Pergamon. 1988. Vol. 20. P. 103–151.
7. *Fairall C.W., Bradley E.F., Rogers D.P., Edson J.B., Young G.S.* Bulk parameterization of air-sea fluxes in TOGA COARE // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. P. 3747–3767.
8. *Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B.* Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm // J. Climate. 2003. Vol. 16. P. 571–591.
9. *Foltz G.R., Grodsky S.A., Carton J.A., McPhaden M.J.* Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108(C5). 3146. doi:10.1029/2002JC001584.
10. *Hansen B.* The circulation of the northern part of the Northeast Atlantic // Rit Fiskideildar. 1985. Vol. 9. P. 110–126.
11. *Hansen B., Osterhus S.* North Atlantic – Nordic Seas Exchanges // Progr. Oceanog. 2000. Vol. 45. P. 109–208.
12. *Hatun H., Sando A.B., Drange H., Hansen B., Valdimarsson H.* Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the Thermohaline Circulation // Science. 2005. № 309. P. 1841–1844.
13. *Hopkins T.S.* The GIN Sea – a synthesis of its physical oceanography and literature review 1972–1985 // Earth-Science Reviews. 1991. Vol. 30. P. 175–318.
14. *Isachsen P.E., Mauritzen C., Svendsen H.* Dense water formation in the Nordic Seas diagnosed from sea surface buoyancy fluxes // Deep-Sea Res. 2007. № 54. P. 22–41.
15. *Johannessen O.M.* Brief overview of the physical oceanography // The Nordic Seas. New York. Springer-Verlag. 1986. P. 103–127.
16. *Josey S.A., Pascal R.W., Taylor P.K., Yelland M.J.* A new formula for determining the atmospheric longwave flux at the ocean surface at mid-high latitudes // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108(C4). 3108. doi:10.1029/2002JC001418.
17. *Kubota M., Iwabe N., Cronin M.F., Tomita H.* Surface heat fluxes from the NCEP/NCAR and NCEP/DOE reanalyses at the KEO buoy site // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. C02009. doi:10.1029/2007JC004338.
18. *Papadakis J.E.* Determination of the wind mixed layer by an extension of Newton's method // Pacific Marine Sci. Rep. 1981. 81–9, Institute of Ocean Sciences, Sidney, BC, Canada, 32 p.
19. *Price J.F., Weller R.A., Pinkel R.* Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 8411–8427.
20. *Rayner N.A.; Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. № D14, 4407 10.1029/2002JD002670.
21. *Reed R.K.* On estimating insolation over the ocean // J. Phys. Oceanogr. 1977. Vol. 7. P. 482–485.
22. *Schmith T., Hansen C.* Fram Strait ice export during the 19th and 20th centuries reconstructed from a multi-year dea-ice index from Southwestern Greenland // J. Climate. 2003. Vol. 16. P. 2782–2791.
23. *Spreen G., Kern S., Stammer D., Hansen E.* Fram Strait sea ice volume export estimated between 2003 and 2008 from satellite data // Geophys. Res. Lett. 2009. 36. L19502. doi:10.1029/2009GL039591.
24. *Spreen G., Kern S., Stammer D., Forsberg R., Haarpaintner J.* Satellite-based estimates of sea ice volume flux through Fram Strait // Ann. Glaciol. 2006. Vol. 44. P. 321–328.

25. Tanskanen A., Arola A., Kujanpaa J. Use of the moving time—window technique to determine surface albedo from the TOMS reflectivity data // Proc. SPIE. 2003. Vol. 4896. P. 239–250.
26. Thomson R.E., Fine I.V. Estimating mixed layer depth from oceanic profile data // J. Atmos. Oceanic Technol. 2003, Vol. 20(2). P. 319–329.
27. Vage K., Pickart R.S., Moore G.W.K., Ribergaard M.H. Winter mixed-layer development in the central Irminger Sea: The effect of strong, intermittent wind events // J. Phys. Oceanogr. 2008. Vol. 38, P. 541–565.
28. Wackernagel H. Multivariate Geostatistics: an introduction with applications. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2003. 387 p.
29. Zhang J., Rothrock D.A. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates // Mon. Wea. Rev. 2003. Vol. 131 (5). P. 681–697.

*A.V.SMIRNOV, A.K.KORABLEV*

## **INTERRELATIONSHIP BETWEEN MIXED LAYER CHARACTERISTICS AND ATMOSPHERIC HEAT FLUXES IN THE NORDIC SEAS**

*Estimates of the relationships between the net heat flux and mixed layer properties in the Nordic Seas are examined. Oceanographic data are derived from the Oceanographic Data Base (ODB) compiled in the Arctic and Antarctic Research Institute. Ocean weather ship 'Mike' (OWS) data are used to calculate radiative and turbulent components of the net heat flux. The net shortwave flux was calculated using a satellite albedo data set and the EPA model. The net longwave flux was estimated by Southampton Oceanography Center (SOC) method. Turbulent fluxes at the air-sea interface were calculated using the COARE 3.0 algorithm. The net heat flux was calculated by using oceanographic and meteorological data of the OWS 'Mike'. The mixed layer depth was estimated for the period since 2002 until 2009 by the 'Mike' data as well. A good correlation between these two parameters has been found. Sensible and latent heat fluxes controlled by surface air temperature/sea surface temperature gradient are the main contributors into net heat flux. Significant correlation was found between heat fluxes variations at the OWS 'Mike' location and sea ice export from the Arctic Ocean. It is determined that the net heat flux increases for 10..20 W/m<sup>2</sup> during strong sea ice advection periods that is 15..25 % of its mean value.*

*Keywords:* air-sea interaction, mixed layer depth, net heat flux, Nordic Seas.



## РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕТНИХ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

мл. науч. сотр. М.С. МАХОТИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, m-makhotin@mail.ru

*В работе рассматриваются особенности распространения летних тихоокеанских вод (ЛТВ) в Арктическом бассейне. Для периода 1950–1989 гг. показано распространение среднего и максимального положения границ, теплосодержания, глубин залегания слоя ЛТВ. Обсуждается аномальное распространение ЛТВ в 2009 г., вызванное влиянием мощного антициклона. По данным 2008–2009 гг. демонстрируется, как изменяется конфигурация границ распространения ЛТВ в зависимости от режима атмосферной циркуляции.*

*Ключевые слова:* летние тихоокеанские воды, Арктический бассейн, границы распространения, теплосодержание, глубины залегания, атмосферная циркуляция.

### ВВЕДЕНИЕ

Период проведения Международного полярного года (МПГ) 2007/08 ознаменовался развитием аномальных процессов, происходивших в Северном Ледовитом океане (СЛО) [9], и в том числе в слое летних тихоокеанских вод (ЛТВ).

ЛТВ поступают на шельф Чукотского моря в летний период. Дойдя до кромки шельфа, ЛТВ, обладая более высокой соленостью по сравнению с поверхностными водами СЛО, заглубляются и в Арктическом бассейне выделяются по наличию локального максимума температуры, расположенного под верхним перемешанным слоем. Распространяясь по Арктическому бассейну, ЛТВ отдают свое тепло ниже- и верхнележащим слоям, оказывая влияние на температуру поверхностного слоя и толщину ледяного покрова [13].

Работа посвящена исследованию особенностей распространения ЛТВ в Арктическом бассейне.

Впервые воды тихоокеанского происхождения в Арктическом бассейне были обнаружены дрейфующей станцией «Северный полюс-2» (1950–1951 гг.) по наличию локального максимума температуры, располагавшегося выше слоя теплых атлантических вод. Позже океанографические экспедиции «Скиджамп» (США) в 1951–1952 гг. подтвердили существование экстремума температуры на глубинах 50–100 м. З.М.Гудковичем [3] было высказано предположение о том, что данный локальный максимум является результатом проникновения в бассейн вод теплого Тихоокеанического течения. Как было показано К.А.Бродским [2], среди планктона, населяющего данный слой, найдены тихоокеанские виды, не обнаруженные в других районах центральной части Арктического бассейна. А.Ф.Трешников [8] этот слой относительно теплых вод назвал летними тихоокеанскими и установил ареал их распространения. Впоследствии Л.К.Coachman и С.А.Barnes [10] и Е.М.Гущенков [5] более подробно рассмотрели характеристики и распространение данных вод в Арктическом бассейне. В работе [6] обобщаются выполненные ранее исследования.

Несмотря на то, что в опубликованных ранее работах приводятся данные о распространении ЛТВ, все они носят схематический характер и основываются на результатах эпизодических экспедиций, проводившихся до середины 1970-х гг.

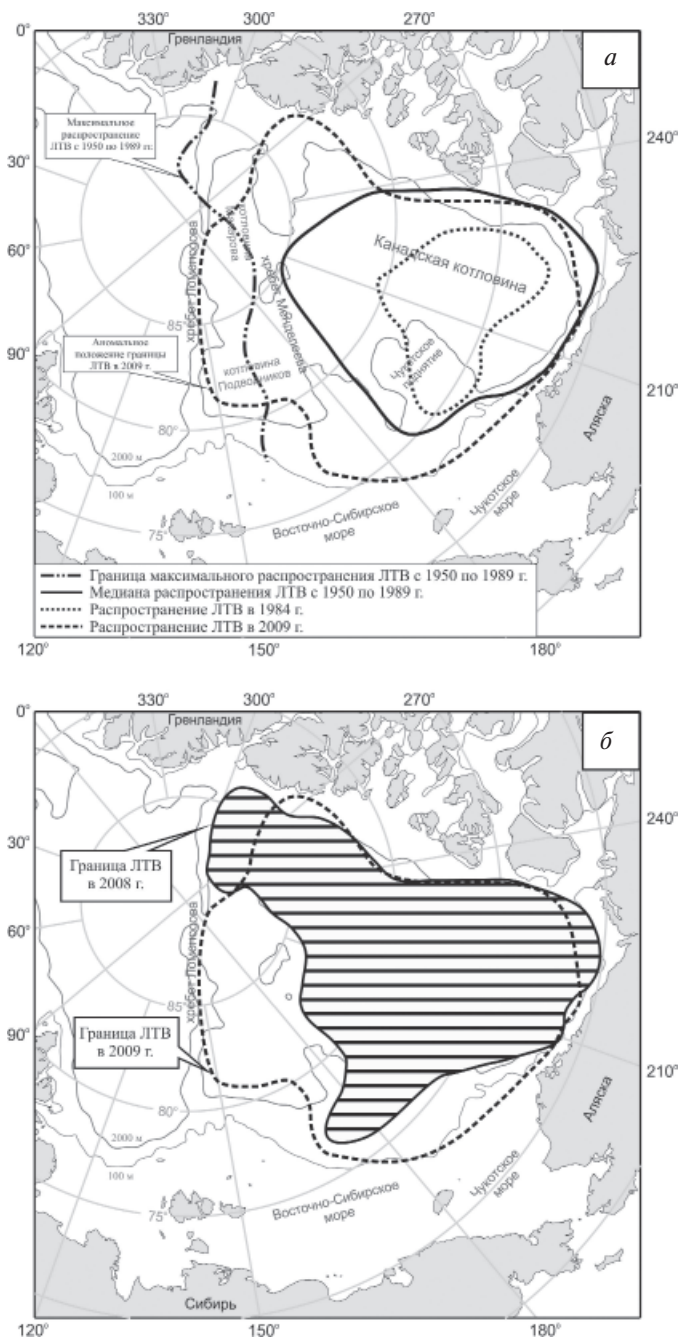


Рис. 1. Распространение ЛТВ в периоды 1950–1989 гг. (а) и 2008–2009 гг. (б)

В представленной работе впервые для периода 1950–1989 гг. приводятся данные о положении границ, распространении значений теплосодержания и глубин залегания слоя ЛТВ в Арктическом бассейне. Также показано положение ЛТВ в 2008 и 2009 гг., демонстрирующее аномальные процессы, происходящие в Арктике.

#### ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для определения распространения ЛТВ в Арктическом бассейне была использована база океанографических данных за зимний период Арктического и антарктического научно-исследовательского института, основу которой составляют материалы высокоширотных экспедиций «Север», проводившихся в зимний период (март–май) с 1948 по 1993 г. При создании массива данных значения температуры и солёности интерполировались на стандартные горизонты в узлы регулярной сетки 200×200 км. При отсутствии экспедиционных данных узлы сетки заполнялись реконструируемыми значениями, полученными с помощью метода объективного анализа, разработанного Покровским [7]. Метод был успешно применен при создании российско-американского Океанографического атласа СЛО [11].

Для определения положения ЛТВ в 2008 и 2009 гг. использовались значения температуры и солёности верхнего 200 м слоя СЛО, полученные с помощью автономных буев ИТР (Ice-Tethered Profiler), устанавливавшихся на дрейфующем льду [14]. Для дальнейшей работы значения температуры и солёности линейно интерполировались в узлы уже имеющейся регулярной сетки.

ЛТВ в Арктическом бассейне идентифицируются по наличию локального максимума температуры в слое с солёностью от 31 до 33 ‰ [10]. За верхнюю и нижнюю границы ЛТВ были приняты глубины положения изотермы  $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , которая, как было показано ранее [1, 5, 6, 12], хорошо отображает положение локального максимума температуры. Стоит отметить, что используемый критерий носит условный характер. По проведенным расчетам, использование изотермы  $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  в качестве границы выделения ЛТВ приводит к недоучету площади распространения и толщины слоя, которые в отдельные годы (по съемкам экспедиций «Север») могут достигать 15 и 10 % соответственно.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Согласно полученным данным, в 2009 г. в Арктическом бассейне наблюдалось аномальное по сравнению с периодом 1950–1989 гг. положение границ ЛТВ, когда они распространились далеко на север вплоть до хребта Ломоносова, при том что в общем случае ЛТВ не распространяются севернее хребта Менделеева, занимая Канадскую котловину и Чукотское поднятие (рис. 1а). Степень изменчивости положения ЛТВ хорошо демонстрирует граница их распространения в 1984 г., когда значение площади было минимальным. В этот период ЛТВ занимали только центральную часть Канадской котловины и западную часть Чукотского поднятия.

Наибольшие средние значения теплосодержания ( $135\text{ МДж/м}^2$ ) и толщины (70 м) слоя ЛТВ в период 1950–1989 гг. наблюдались в западной части Канадской котловины к востоку от Чукотского поднятия, куда с шельфа Чукотского моря стекают ЛТВ, обладающие наибольшими температурами (рис. 2а, 3). Под действием антициклонального круговорота ЛТВ могут в течение нескольких лет накапливаться в Канадской котловине, в результате чего их теплосодержание и толщина слоя обладают здесь всегда высокими значениями.

По мере удаления от Берингова пролива и юго-западной части Канадской котловины теплосодержание и толщина ЛТВ вследствие потери тепла уменьшаются, достигая минимальных значений в котловине Макарова ( $32\text{ МДж/м}^2$  и 16 м соответственно). В свою очередь глубины залегания верхней границы увеличиваются с 50 м в Канадской котловине до 85 м в котловине Макарова, а глубины залегания нижней границы, напротив, уменьшаются с 125 до 100 м (рис. 3).

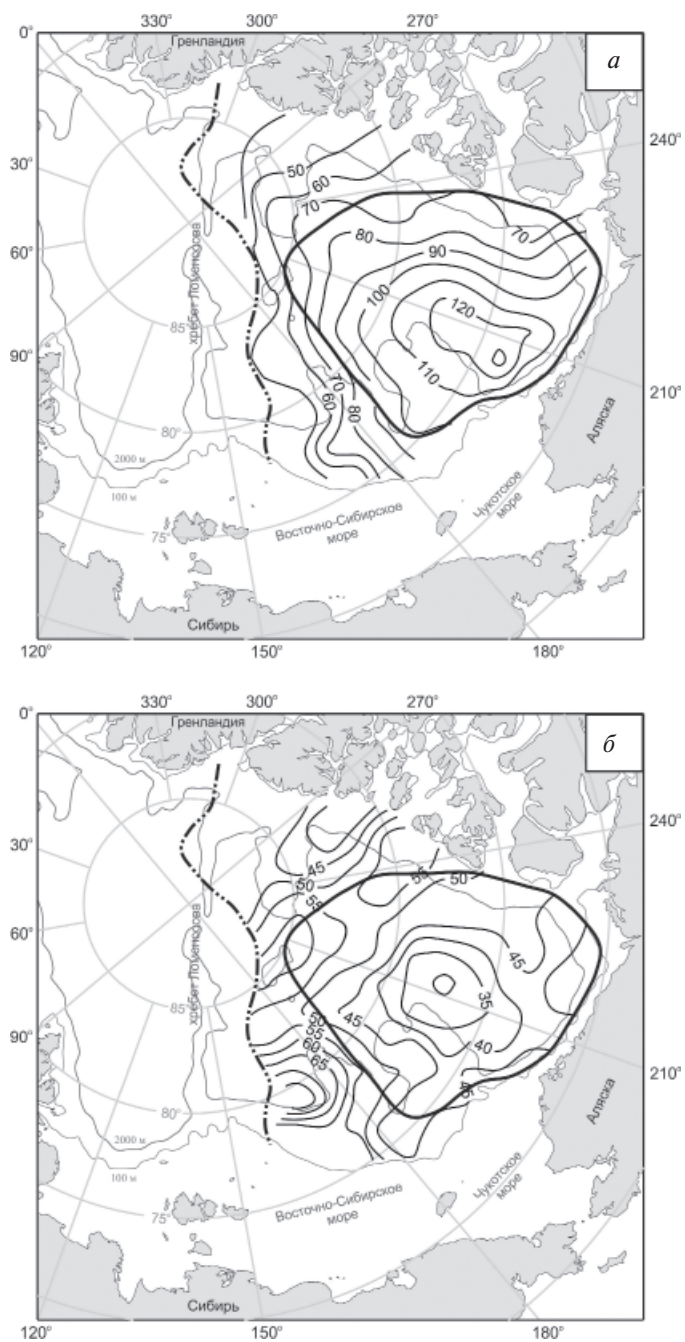


Рис. 2. Распространение средних значений теплосодержания (а) и их коэффициентов вариации (б) ЛТВ в Арктическом бассейне в период 1950–1989 гг.

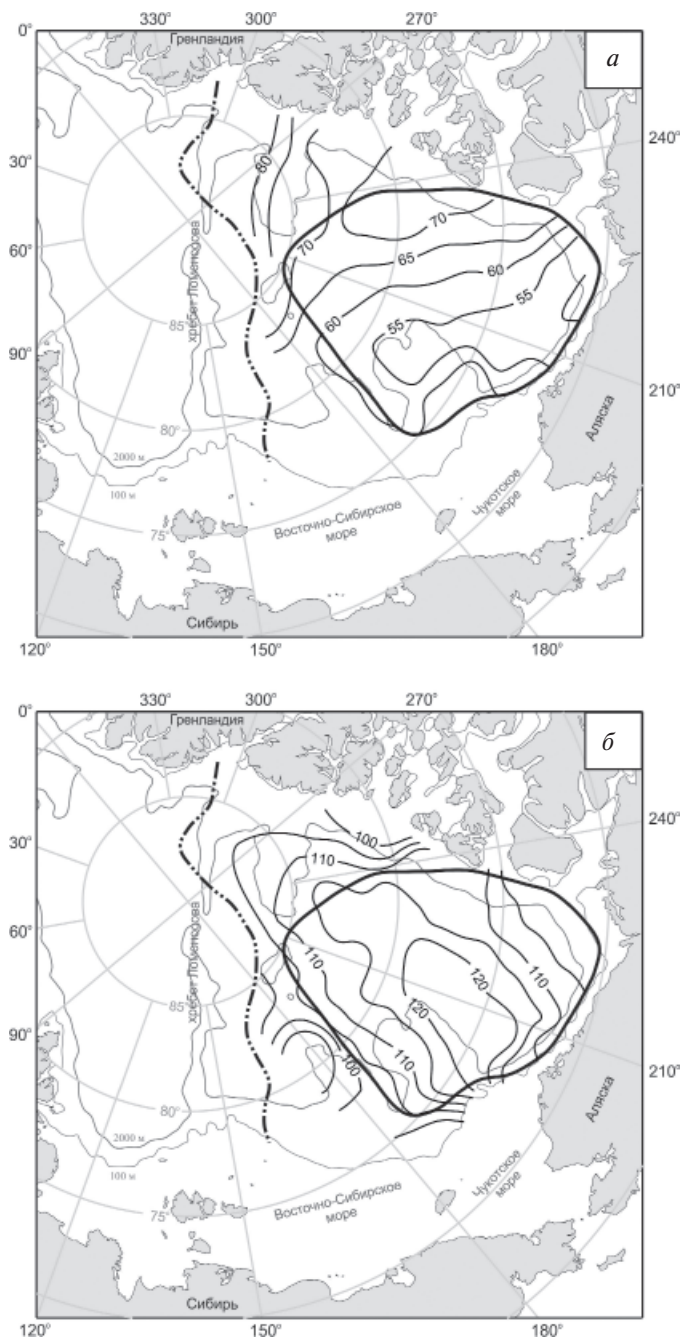


Рис. 3. Распространение средних значений глубин залегания верхней (а) и нижней (б) границ слоя ЛТВ в Арктическом бассейне в период 1950–1989 гг.

Рис. 2б демонстрирует значения коэффициентов вариации теплосодержания слоя ЛТВ, рассчитанных для каждого узла регулярной сетки. Коэффициенты показывают, какую долю среднего значения теплосодержания составляет ее средний разброс, демонстрируя тем самым области с наибольшей изменчивостью теплосодержания ЛТВ (до 60–65 %), которые наблюдаются на периферии их распространения в районе хребта Менделеева. Наименьшие значения (30–35 %) отмечаются к востоку от Чукотского поднятия в районе с наибольшими значениями теплосодержания ЛТВ.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Одним из факторов, способных оказывать влияние на распространение ЛТВ, является атмосферная циркуляция над Арктическим регионом. В работе [4] З.М.Гудкович показал наличие двух преобладающих типов атмосферной циркуляции над Арктикой и ее влияние на перераспределение водных масс в Арктическом бассейне. В годы с преимущественным влиянием исландского минимума (циклональный режим) в Амеразийском суббассейне сокращается антициклонический круговорот течений, стрежень Трансарктического течения смещен к востоку. В свою очередь в годы с преобладающим влиянием арктического максимума (антициклональный режим) стрежень Трансарктического течения смещен на запад. В работе [6] было показано, что влияние атмосферной циркуляции распространяется на верхний 200-метровый слой океана. Располагаясь в слое от 50 до 125 м глубины, ЛТВ также подвержены этому влиянию. Согласно полученным данным, аномальное распространение ЛТВ в 2009 г. было вызвано главным образом не дополнительным притоком вод через Берингов пролив, а произошло в результате перераспределения ЛТВ в самом Арктическом бассейне, о чем свидетельствует уменьшение средних значений толщины (с 49 до 41 м) и теплозапаса (с 137 до 107 МДж/м<sup>2</sup>) слоя ЛТВ при одновременном расширении границ их распространения с 2008 по 2009 г. (рис. 1б). При этом скорость распространения границы ЛТВ в северном направлении к хребту Ломоносова с 2008 по 2009 г. должна была составить 1–2 см/с, что не противоречит прямым измерениям [6, 12]. Подобное перераспределение и расширение границ ЛТВ могло произойти под действием аномально мощного антициклона, который распространился над территорией всего Амеразийского суббассейна СЛО в период с июня 2007 по май 2008 г. (на основе данных приземного давления: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>).

По результатам экспедиционных съемок с 1989 по 2001 г. М. Steele [12] предположил, что при положительных значениях индекса Арктической осцилляции (АО), в целом соответствующих усилению циклонального режима циркуляции над Арктикой, происходит сужение и вытягивание границы распространения ЛТВ вдоль островов Канадского Арктического архипелага. В то время как при отрицательном значении индекса АО усиление антициклонального режима ведет к расширению круговорота Бофорта, а вместе с ним и границы распространения ЛТВ, в том числе и в северном направлении в сторону хребта Ломоносова. Особенности распространения ЛТВ в 2008 и 2009 гг. подтверждают высказанное предположение. Так, в 2008 г. ЛТВ были широко вытянуты вдоль островов Канадского Арктического архипелага и не распространялись севернее хребта Менделеева (рис. 1б). Среднегодовой индекс АО в этот период был положительным и составлял 0,18 (0,22 – среднее за два года). В 2009 г., когда ЛТВ распространились далеко на север, а западная граница была не так сильно вытянута, как в 2008 г., среднегодовой индекс АО был отрицательным и составил –0,33 (–0,08 – среднее за два года).

### ВЫВОДЫ

В результате проведенного анализа впервые для периода с 1950 по 1989 г. было установлено распространение границ, теплосодержания, глубин залегания ЛТВ



в Арктическом бассейне. В среднем за рассматриваемый период ЛТВ располагались над территорией Канадской котловины и Чукотского поднятия, не распространяясь севернее хребта Менделеева. Максимальная граница распространения располагалась между хребтами Ломоносова и Менделеева. Наибольшие значения теплосодержания (135 МДж/м<sup>2</sup>) и толщины (70 м) наблюдались в юго-западной части Канадской котловины и уменьшались по мере удаления от Берингова пролива, достигая минимума в котловине Макарова (32 МДж/м<sup>2</sup> и 16 м соответственно). В распространении глубин залегания слоя ЛТВ наблюдалась тенденция поднятия нижней (с 125 до 100 м глубины) и опускания верхней (с 50 до 85 м глубины) границ при продвижении от Канадской котловины к хребту Ломоносова и котловине Макарова.

В 2009 г. под действием сильного антициклона наблюдалось аномальное распространение ЛТВ практически по всей территории Амеразийского суббассейна вплоть до хребта Ломоносова. Увеличение площади распространения компенсировалось, главным образом, за счет уменьшения средней толщины слоя ЛТВ.

По данным 2008–2009 гг. было показано, как в зависимости от режима атмосферной циркуляции изменяется конфигурация границы распространения ЛТВ. При циклональном режиме, как наблюдалось в 2008 г., ЛТВ сужаются и вытягиваются на запад вдоль островов Канадского Арктического архипелага в сторону острова Элмир и Гренландии. При антициклональном режиме циркуляции (2009 г.) происходит радиальное расширение границ ЛТВ, при котором они способны распространиться далеко на север вплоть до хребта Ломоносова.

*Автор выражает благодарность Л.А.Тимохову и С.А.Кириллову за внесенные замечания и исправления.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов Н.И., Воробьев В.Н. Изменчивость температуры и глубин залегания тихоокеанских вод к северу от Чукотского моря // Труды ААНИИ. 1976. Т. 319. С. 73–80.
2. Бродский К.А. Жизнь в толще воды Полярного бассейна // Природа. 1956. № 5. С. 41–48.
3. Гудкович З.М. Результаты предварительного анализа глубоководных гидрологических наблюдений // Материалы наблюдений научно-исследовательской дрейфующей станции 1950/1951 г. 1955. Т. 1. С. 41–46.
4. Гудкович З.М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в центральной части Полярного бассейна // Труды конференции по проблеме: Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана. 1961. Вып. 3–4. С. 25–42.
5. Гуценков Е.М. Распространение и метаморфизация тихоокеанских вод в Арктическом бассейне // Океанология. 1964. Т. 4. Вып. 1. С. 36–42.
6. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
7. Покровский О.М., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солёности Северного Ледовитого океана // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 822–830.
8. Трешников А.Ф. Поверхностные воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1959. Вып. 7. С. 5–14.
9. Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.
10. Coachman L.K., Barnes C.A. The contribution of Bering Sea water to the Arctic Ocean // Arctic. 1961. № 14. P. 146–161.
11. Environmental Working Group [EWG], Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Winter Period. Ed. by Tanis F., Timokhov L. University of Colorado, Boulder. 1997. CD-ROM.

12. Steele M., Morison J., Ermold W., Rigor I., Ortmeier M., Shimada K. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2004. 109. C02027. doi:10.1029/2003JC002009.
13. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // Geophys. Res. Lett. 2010. 37. L01602. doi:10.1029/2009GL041621.
14. URL: [www.who.edu/page.do?pid=20756](http://www.who.edu/page.do?pid=20756) [дата обращения 08.09.2010].

*M.S. MAKHOTIN*

## **DISTRIBUTION OF PACIFIC SUMMER WATER IN THE ARCTIC BASIN**

*The study is focused on features of Pacific Summer water (PSW) distribution in the Arctic Ocean. Boundaries extensions, heat content, bedding depths of PSW are shown for a period 1950–1989. The anomaly extension of PSW boundaries are in 2009 caused by strong anticyclone activity. Two years observation in 2007–2008 illustrated the influence of atmospheric circulation over the Arctic on boundaries outline of PSW.*

*Keywords:* Pacific Summer water, Arctic Basin, boundaries of extension, heat content, layer depth, atmospheric circulation.

## СОСТОЯНИЕ ВЫСОТНОЙ ОСНОВЫ И КАЧЕСТВО ДАННЫХ ПО УРОВНЯМ ВОДЫ В ОБСКО-ТАЗОВСКОЙ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ

канд. техн. наук А.А. ПИСКУН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, [piskun@mail.ru](mailto:piskun@mail.ru)

*Рассмотрены вопросы о состоянии высотной основы уровенных постов в Обско-Тазовской устьевой области на сети бывшего Амдерминского УГМС, периодичности контрольных нивелировок реперов и уровнемерных устройств. Качество данных по уровням воды оценивалось, во-первых, на основе анализа устойчивости высотной основы постов и регулярности первичного контроля уровнемерных устройств, а во-вторых, на основе сопряженного анализа уровней воды на постах с уровнями на прилегающей акватории Карского моря и стоком воды р. Оби. Представлены поправки к уровням воды для приведения их к единому нулю поста. Даны предварительные рекомендации по повышению качества уровенных наблюдений. Полученные результаты могут быть использованы в работах по ведению Государственного водного кадастра (ГВК) и оценках многолетних характеристик уровня.*

*Ключевые слова:* уровенные посты, высотная основа, устойчивость реперов, периодичность нивелировок, качество данных по уровням, Обско-Тазовская устьевая область.

Состояние высотной основы уровенных постов во многом определяет качество данных по уровням воды на наблюдательной сети. Это подтверждается соответствующими требованиями к высотной основе, подробно изложенными в действующих Наставлениях [16, 17]. В современных условиях значение высотной реперной основы уровнемерных сетей возрастает в связи с возросшими требованиями к выделению вековых колебаний уровня морей и океанов, земной коры, а также необходимостью привязки данных спутниковой альтиметрии к существующим системам высот. Всегда остается актуальным значение качества уровенных данных при их инженерном использовании на стадиях планирования, проектирования, строительства и эксплуатации различных объектов при хозяйственном освоении территорий, которое в Обско-Тазовском регионе в последние годы нарастает. При этом качество уровенных данных и высотной основы постов определяет возможность получения однородных многолетних рядов наблюдений за уровнем, на основе которых можно рассчитать обоснованные характеристики уровней.

По Обско-Тазовской устьевой области основу для вычисления таких характеристик призваны обеспечить сетевые наблюдения на станциях и постах, большинство которых ранее находилось в ведении Амдерминского УГМС и о которых пойдет речь далее (рис. 1). При последней реорганизации УГМС в 1990-х гг. и изменении территориальных границ зон их ответственности эти станции и посты были переданы Северному УГМС. Вместе с наблюдательной сетью к Северному УГМС перешли обязанности по опубликованию материалов наблюдений в изданиях Государственного водного кадастра – Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек (ЕДМ), т. 4. К моменту передачи этих обязанностей не была ликвидирована задолженность по опубликованию материалов в изданиях ЕДМ за прошлые годы. Эта задолженность сохранилась по настоящее время, хотя для ее ликвидации прилагаются определенные усилия.



Рис. 1. Схема размещения стационарных постов и замыкающих створов в Обско-Тазовской устьевой области:

1 – посты Обско-Тазовской устьевой области, перешедшие от Амдерминского УГМС к Северному; 2 – посты, не входящие в сферу ответственности Северного УГМС; 3 – дополнительные посты, привлеченные для анализа качества уровневных данных; 4 – замыкающие гидрометрические створы на речной границе устьевой области

При передаче материалов нарушилась преемственность в работе по анализу их качества, включая первичный контроль материалов наблюдений за уровнем воды. Образовался разрыв в исторических рядах данных наблюдений, что также затрудняет выполнение качественного анализа материалов при подготовке к опубликованию, как ежегодных данных, так и многолетних. Накопились вопросы о состоянии высотной основы станций и постов.

В сложившихся условиях возникла необходимость в оценке состояния устойчивости высотной основы, а также полноты и качества данных наблюдений за уровнями воды на сети станций и постов бывшего Амдерминского УГМС, переданной в ведение Северного УГМС.

При этом исходными данными послужили результаты наблюдений за уровнями воды на указанной сети с 1944 по 2006 г. включительно, опубликованные в ЕДМ [1–10] либо подготовленные к публикации, а также архивные материалы Гидрометеофондов ААНИИ, Госгеонадзора, СУГМС, полярных станций Обско-Тазовского региона, включая первичные материалы, собранные сотрудниками СУГМС в рамках региональной темы по вопросу состояния высотной основы постов и качества наблюдений на них, выполненной совместно с ААНИИ и при его методическом руководстве. Информация об использованных данных наблюдений за уровнем воды на стационарных постах представлена в табл. 1.

Кроме перечисленных в табл. 1 постов Обско-Тазовской устьевой области использовались среднегодовые уровни по постам Амдерма и Диксон, а также сведения о среднегодовых расходах воды р. Оби у Салехарда [1–15] за годы совместных наблюдений за уровнями в Обской и Тазовской губах.

Таблица 1

**Сведения об использованных данных наблюдений за уровнем воды на постах Обско-Газовской устьевой области, переданных Северному УГМС из ведения АУТМС**

Пункт	Годы наблюдений за уровнем	Характер наблюдений	Сроки наблюдений	Отметка нуля поста по состоянию на 2006 г., система высот	Число лет наблюдений, неполных/полных (в т.ч. условно полных)
Салемал	1977–1994	круглогодичные	срочные	–1,50 м БС	1/16
Яр-Сале	1944–1994	круглогодичные	срочные; в 1956–1970 гг. эпизодически ежедневные	–2,46 м БС	3/47
Новый Порт	1955–1977, 1978–2006, действует	с 1978 г. круглогодичные	срочные	–5,00 м БС	29/23
Ямбург	1982–1989	круглогодичные с перерывами	срочные	–5,00 м БС	4/3
Каменный	1952–1956, 1976–1994	с 1979 г. круглогодичные	срочные	–5,00 м БС	17/10 (3)
Сеяха	1967–1972, 1974–1993, 2000–2006, действует	круглогодичные	срочные и ежедневные	–2,00 м БС	2/31 (2)
Тадибяха	1953, 1955–1994	круглогодичные	срочные и ежедневные	–5,00 м БС	2/39 (6)
Тамбей	1976–1994, 2006, за-консервирован	круглогодичные с перерывами	срочные	–5,00 м БС	5/15 (13)
им. 60 летия ВЛКСМ	1979–1992	круглогодичные	срочные и ежедневные	–4,50 усл.	0/14 (3)
им. Попова (о. Белый)	1950–1979, 1981–1986, 1988–1989, 2005, действует	летне-осенний сезон	срочные и ежедневные	–5,00 м БС	19/0
Антипаюга	1965–1995, 2001–2006, действует	круглогодичные	срочные и ежедневные	–2,00 м БС	9/28 (2)

БС – Балтийская система высот, усл. – условная. Под условно полными понимаются годы (их количество указано в скобках), когда при наличии пропусков в наблюдениях в ЕДМ все же приводятся среднегодовые уровни (тем или иным способом восстановленные)

Из материалов по высотной основе станций и постов использованы сведения о реперах, регулярности нивелировок реперной сети постов и уровнемерных устройств на них, состоянии первичного контроля материалов уровневых наблюдений. Источниками таких сведений послужили опубликованные и находящиеся в разной степени готовности к публикации издания ЕДМ. Из материалов неопубликованной части ГВК – это сохранившиеся в фондах ААНИИ выписки из каталогов реперов, полученные в разное время из Госгеонадзора, последние сведения о высотной основе Государственной сети региона, поступившие в ААНИИ по специальным запросам, отчеты Амдерминского УГМС по тематике, касающейся сети наблюдений, полевые материалы и технические дела станций и постов, а также книжки КГ-64, КГ-65.

Методика выполнения данной работы включала анализ устойчивости реперной сети станций и постов на базе архивных материалов путем сравнения отметок реперов за период их существования. Качество данных наблюдений за уровнем воды оценивалось, во-первых, на основе анализа устойчивости высотной основы постов и регулярности первичного контроля уровнемерных устройств, а во-вторых, на основе данных об уровнях воды на постах, включая сопряженный анализ с уровнями на прилегающей акватории Карского моря и стоком воды р. Оби. При этом ряды уровней воды предварительно были приведены к единой для каждого поста плоскости отсчета за многолетний период наблюдений с использованием опубликованных в ЕДМ соответствующих поправок, которые в некоторых случаях были уточнены в процессе анализа высотной основы постов либо определены заново. Необходимость такого приведения для ряда постов обусловлена сменой нулей графиков при переходе к единому нулю поста (ЕНП), уравниваемой системе отметок (УСО), а затем и переуровненной системе отметок (ПУСО).

Анализ полноты данных за весь период наблюдений за уровнем воды показал, что стационарные наблюдения на устьевом участке р. Оби начаты в 1944 г. на станции Яр-Сале, в Обской и Тазовской губах – в 1952–1953 гг. на полярных станциях мыс Каменный, Тадибеяха. К настоящему времени наиболее продолжительные ряды уровней накоплены по постам Новый Порт (52 года), Яр-Сале (50 лет), Тадибеяха (41 год), Антипаюта (37 лет), Сеяха (33 года). Из 5 станций, действующих в настоящее время на сети, переданной в ведение Северного УГМС, наблюдения за уровнем ведутся на 4-х (табл. 1). Законсервированный пост Тамбей выделяется среди остальных наличием наибольшего количества пропусков в наблюдениях. Из 15 лет, за которые по данному посту представлены среднегодовые уровни в ЕДМ, лишь в течение 2 лет наблюдения велись беспрепятственно, остальные 13 можно отнести к условно полным, т.к. среднегодовые значения для них восстановлены по связям с другими постами либо усреднены по неполному годовому ряду. К категории условно полных за весь период наблюдений относятся также около 33 % значений среднегодовых уровней поста Каменный, 21% – 60 лет ВЛКСМ и 15 % – Тадибеяхи.

Большинство постов, показанных в табл. 1, вели круглогодичные наблюдения, зачастую с кратковременными перерывами в году. Пост им. Попова выполняет наблюдения преимущественно в летне-осенний сезон, до момента нарушения подледной связи поста с морем. На полярных станциях Тадибеяха, им. Попова, а в период работы по разряду МГ-2 – и на станциях Сеяха и Антипаюта, посты были оборудованы самописцами уровня, остальные – свайно-речного типа. Наблюдения за уровнями – многосрочные, до 1962 г. они велись в несогласованные сроки, с 1962 г. – в 3, 9, 15, 21 час московского времени.

За период с 1990 по 2006 г., на который приходится прекращение наблюдений за уровнем на ряде постов, переданных в ведение СУГМС, и перерыв в публикации данных, сведения об их полноте и распределении по годам для Обской и Тазовской губ представлены на рис. 2. Из него видно, что среди действующих постов наиболее полные данные об уровнях воды, как по количеству лет наблюдений



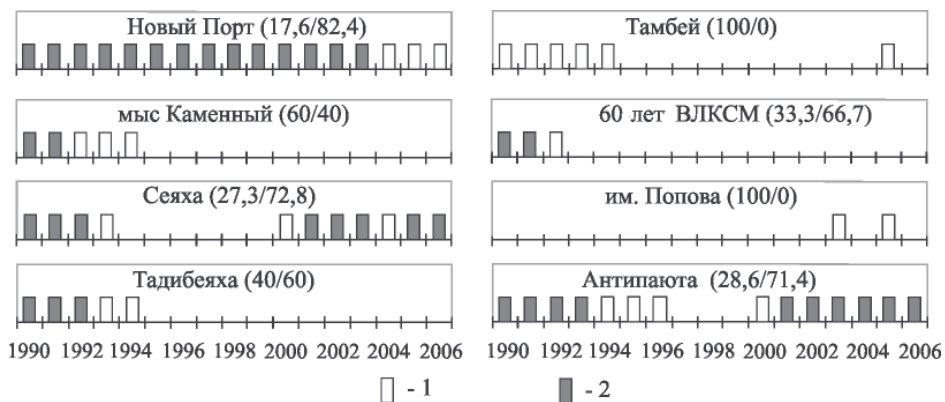


Рис. 2. Изученность наблюдений за уровнями воды на стационарной сети Обско-Тазовской устьевой области за период 1990–2006 гг.:

1 – наблюдения велись неполный год, 2 – полный; в скобках у названия станций – доля неполных (числитель) и полных (знаменатель) лет наблюдений в % от общего числа лет наблюдений на данном посту

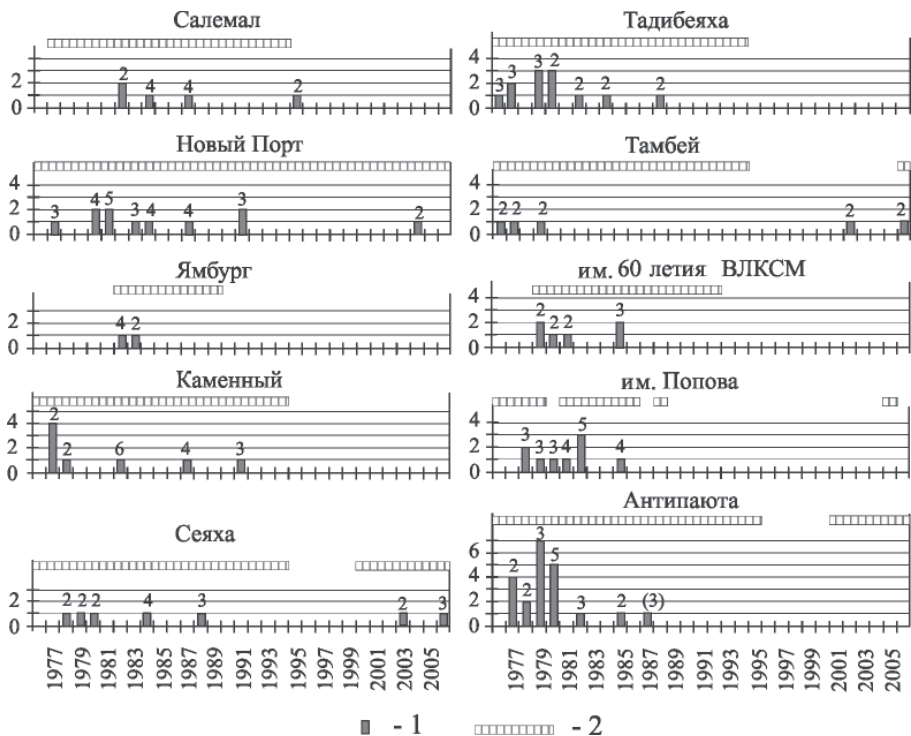


Рис. 3. Распределение количества контрольных нивелировок высотной сети постов по годам (1) и число задействованных при этом реперов (цифры на поле диаграмм); 2 – годы наблюдения за уровнем

Цифры на поле диаграмм – число задействованных реперов при контрольных нивелировках высотной сети; в скобках данные, требующие уточнения

(17 лет), так и по внутригодовому наполнению (14 лет с полными наблюдениями) принадлежат посту Новый Порт. Затем следуют Антипаюта (10 лет и 4 года соответственно), Сеяха (8 лет и 3 года соответственно). Наиболее полная информация для сопряженного анализа уровней по Обской и Тазовской губах за указанный период имеется лишь для 1990 и 1991 гг., однако при этом недостаточно данных по Тамбею и они вовсе отсутствуют по станции им. Попова.

Качество данных наблюдений за уровнями воды, кроме полноты рядов, определяется также состоянием высотной основы постов, регулярностью контроля высотного положения реперов и уровнемерных устройств. Отметим, что действующими Наставлениями [16, 17] регламентируется наличие на уровненом посту не менее 3-х реперов с обеспечением их ежегодных контрольных нивелировок. Эти положения особенно актуальны для регионов с выраженными мерзлотными процессами, к которым принадлежит Обско-Тазовская устьевая область.

Анализ данных о нивелировках реперов на станциях и постах Обско-Тазовской устьевой области на сети бывшего АУГМС, выполненный по материалам последних 30 лет, показал, что количество контрольных нивелировок высотной основы на станциях Новый Порт, Сеяха, Тадибеяха, Антипаюта не превышает 7–8 (рис. 3), а на остальных – и менее того. Станция Яр-Сале в анализ не включена ввиду отсутствия достаточной информации. В связи с тем, что нивелировочные работы не всегда укладывались в один день, здесь и далее к одной нивелировке отнесены работы, выполненные в отношении всей группы реперов в смежные даты. Как следует из рис. 3, нивелировки высотной сети реперов наиболее часто выполнялись преимущественно в период 1977–1988 гг., хотя и они не отличались необходимой регулярностью. С 1993 по 2001 г. материалов о контрольных нивелировках на уровненых постах, ведущих наблюдения, пока не обнаружено.

Кроме распределения количества контрольных нивелировок высотной сети постов по годам на поле диаграммы (рис. 3) отражено количество задействованных при нивелировках реперов. Требование Наставлений [16, 17] по условию «не менее 3-х реперов» выполнено на посту им. Попова – по всем случаям нивелировок, Новый Порт – в 7 случаях из 8 нивелировок, Сеяха и Тадибеяха – по 3 случая из 7 нивелировок, Антипаюта – 4 случая из 7, Каменный – 3 случая из 5, Салемал – 2 из 4, Ямбург – 1 из 2, Тамбей – ни одного случая из 5 нивелировок.

Как видно из рис. 3, в отдельных случаях контрольные нивелировки реперной сети выполнялись даже при отсутствии наблюдений за уровнем воды (Салемал, Тамбей, им. Попова).

Следует отметить, что сведения о контрольных нивелировках высотной сети постов за последние 16 лет, охваченных анализом, подлежат дальнейшему уточнению, поскольку возможно, что не все архивные материалы удалось включить в данное обобщение. Одна из причин этого связана с тем, что разрозненные материалы, переданные Амдерминским УГМС Северному, могли не пройти соответствующий учет и систематизацию в гидрометефондах либо, по разным причинам, вовсе туда не поступили от сетевых подразделений.

Наряду с контролем реперной основы постов должен выполняться регулярный контроль высотного положения уровнемерных устройств [16, 17]. Состояние контроля высотного положения уровнемерных устройств на фоне данных о контроле реперной сети в период 1991–2006 гг. на действующих в настоящее время постах бывшего АУГМС показано в табл. 2. Станции Новый Порт и Попова выделяются среди остальных ежегодной проверкой высотного положения уровнемерных устройств, однако при этом на них отсутствовал должный контроль реперной сети.

Кроме анализа регулярности нивелировок реперов и уровнемерных устройств, по сохранившимся материалам контрольных нивелировок реперов была проведена оценка их устойчивости на действующих станциях и постах Обско-Тазовской устье-

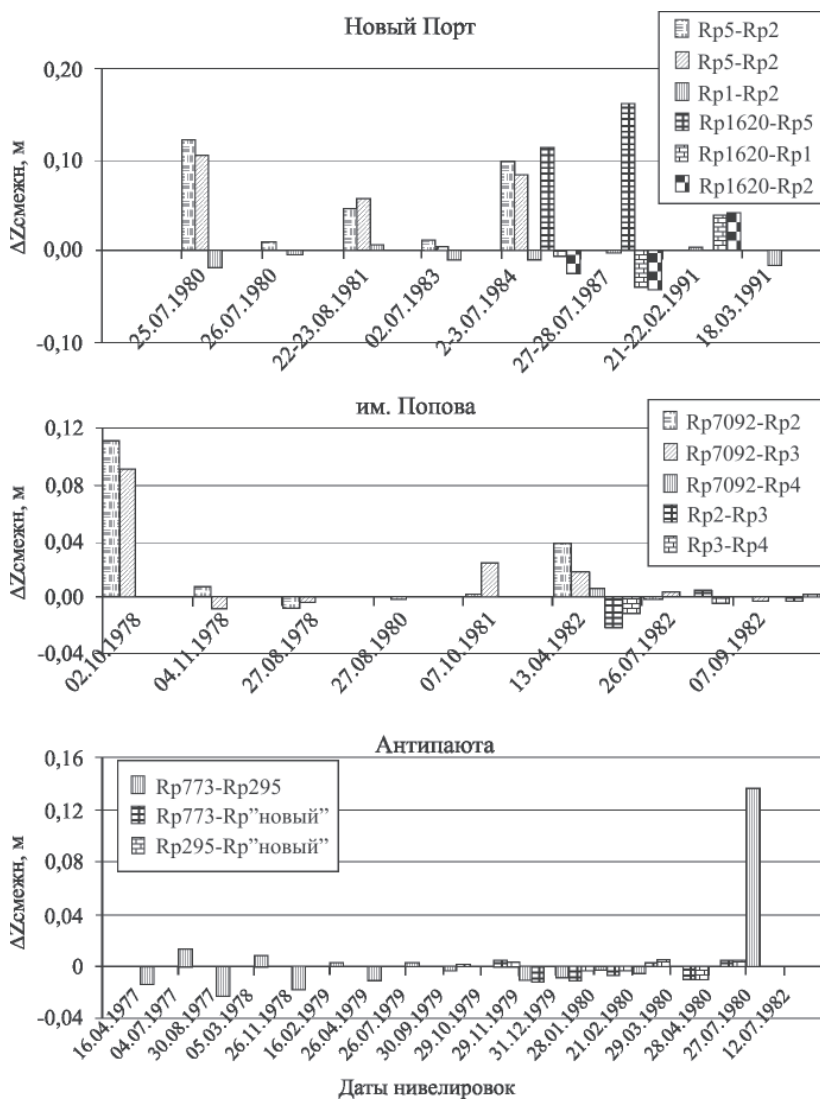


Рис. 4. Изменение превышений ( $\Delta Z_{\text{смежн}}$ ) между парами реперов по данным смежных нивелировок на постах Новый Порт, им. Попова, Антипаюта

вой области на сети бывшего АУГМС. Основной недостаток исходной информации о контрольных нивелировках, кроме их крайне малого количества, в том, что при этом по различным обстоятельствам (утра репера, плохое состояние, сомнение в надежности и т.п.) изменялись группы нивелируемых реперов. Это ограничило возможности сравнения превышений между одними и теми же реперами за длительный период времени.

По имеющейся исходной информации все же можно проследить изменения превышений между отдельными парами реперов с течением времени по результатам смежных нивелировок для станции Новый Порт за период 1977–1991 гг., им. Попова и Антипаюта – за 1978–1982 гг. (рис. 4). Рис. 4 свидетельствует, что наибольшие инструментально зафиксированные разовые изменения превышений между

реперами достигали 0,16 м по Новому Порту (между смежными нивелировками 1984 и 1987 гг.), 0,11 м – по станции им. Попова (между смежными нивелировками 1976 и 1978 гг.), 0,14 м – по Антипаюте (между смежными нивелировками в апреле и июле 1980 г.). Подчеркнем, что нивелировки выполнялись зачастую с интервалом в несколько лет. При этом итоговые (суммарные) изменения превышений, произошедших в результате разнонаправленных вертикальных смещений реперов за весь период их использования, для тех же самых пар реперов оказались следующими: 0,28 м – по Новому Порту (за 7 лет), 0,15 м – по станции им. Попова (за 6 лет), 0,08 м – по Антипаюте (за 1 год и 5 месяцев). Приведенные данные по Антипаюте свидетельствуют о том, что за короткий промежуток времени могут происходить более значительные однонаправленные изменения превышений, чем за длительный (когда суммарная величина изменений компенсируются их знаками). В случае нерегулярного выполнения контрольных нивелировок такие изменения не будут зафиксированы, и полагаться на данные эпизодических нивелировок, даже в том случае, если они дают несущественные изменения превышений, нельзя.

Разумеется, приведенные здесь изменения в высотном положении реперов, выявленные по контрольным нивелировкам, в соответствующие периоды учитывались в работе постов, что отражено в их технических делах. Однако никто не может гарантированно судить о том, что происходило с высотным положением реперов при длительном отсутствии таких нивелировок и как это отразилось на качестве данных наблюдений за уровнем.

В связи с этим был рассмотрен ход среднегодовых уровней воды на постах Обско-Тазовской устьевой области за различные периоды времени.

Прежде всего ряды среднегодовых уровней были приведены к единой для каждого поста системе отсчета. Это связано с тем, что в 1976–1982 гг. все станции и посты, за исключением тех, которые расположены на устьевом участке, перешли к единому нулю поста (ЕНП), равному –5,000 м БС, для всех морей СССР, связанных с Мировым океаном, и на уравненную систему отметок (УСО). В последующие годы система ЕНП была отменена на постах Антипаюта и Сеяха вместе с изменением их разряда с МГ-2 на ГП-2. Введение ЕНП, повлекшее изменение высотного положения плоскости отсчета уровней на постах, привело к необходимости нахождения поправок к накопленным историческим рядам уровней. Последующие нивелировки реперной основы постов, уравнивание и переуравнивание системы отметок выявили для большинства постов существенные различия между отметками их нулей, полученными до и после уравнивания и переуравнивания (табл. 3).

Таблица 2

**Обобщенные сведения о контроле реперной сети и уровнемерных устройств  
в период 1991–2006 гг. на действующих в настоящее время постах бывшего АУГМС  
в Обско-Тазовской устьевой области**

Пост	Число лет наблюдений за уровнем в период 1991–2006 гг.	Число лет с нивелировками реперной сети	Число лет с выполненным условием: «количество нивелируемых реперов не менее 3-х»	Число лет с нивелировками уровнемерных устройств
Новый Порт	16	2	1	16
Сеяха	10	2	1	5
Тамбей	5	2	0	4
им. Попова	2	0	0	2
Антипаюта	13	0	0	2

В таких случаях обычно уточняются отметки нулей постов. В данной ситуации отметки нулей не подлежали какому-либо изменению, т.к. они стали бы отличаться от единого нуля  $-5,000$  м БС. Выход из сложившейся ситуации – только в очередной корректировке рядов уровненных наблюдений с учетом разности между переуровненной отметкой нуля поста и неуровненной.

При переходе постов к ЕНП на станциях Новый Порт и Сеяха урвненная система отметок по разным причинам не была учтена в уровнях за 1978–1985 гг., которые опубликованы в ЕДМ (т. 4, ч. 2), изданном в 1988 г. [10]. При этом в большинстве случаев величина необходимых поправок к этому времени уже была известна и представлена в данном ЕДМ в пояснениях к наблюдениям. Однако возникла некоторая неоднозначность в трактовке знака этих поправок для указанных постов. Так, в пояснениях указано, что для Нового Порта с августа 1981 г. уровни воды по отношению к предыдущим завышены на 43 см, а для Сеяхи с 01.01.82 г. – на 21 см. Термин «завышены» в обыденном понимании указывает на необходимость вычитания поправок для приведения уровней к «правильному» единому нулю поста. На самом деле, поскольку «правильный» единый нуль поста, учитывающий урвненную систему отметок, введен для Нового Порта с августа 1981 г., а для Сеяхи – с 1.01.82 г., именно с этих моментов уровни можно было считать приведенными к изначально задуманной системе высот, имеющей единую отметку нуля поста, равную  $-5,000$  м БС. Поэтому, на наш взгляд, логичнее было бы отметить, что для Нового Порта за период июль 1977 г. – август 1981 г. уровни занижены на 43 см относительно последующих. Аналогично для Сеяхи следовало сказать, что с 01.01.1978 до 1.01.82 г. уровни занижены на 21 см относительно последующих. Именно в такой трактовке поправки вводились в работе [18]. С учетом же последних сведений о переуровнении системы отметок (ПУСО) после 1982 г. оказалось, что поправки к уровням по Новому Порту следует увеличить на 4 см, а по Сеяхе – на 8 см.

Таблица 3

Отметки нулей постов для перехода к ЕНП с учетом урвненной (УСО) и переуровненной систем отметок (ПУСО)

Пост	Переход к единому нулю поста (ЕНП) $-5,000$ м БС			Переход на урвненную систему отметок (УСО)			С учетом переуровнивания (ПУСО)	
	Дата перехода на ЕНП	$Z_1$ , м БС	$\Delta Z_1$ , м	Дата перехода на УСО	$Z_2$ , м БС	$\Delta Z_2$ , м	$Z_3$ , м БС-77	$\Delta Z_3$ , м
Новый Порт	01.01.1977	$-1,490$	$3,510$	01.01.1981	$-1,058$	$0,432$	$-1,023$	$0,467$
Каменный	07.1976	$-1,198$	$3,802$	01.01.1982	$-1,057$	$0,141$	$-0,951$	$0,247$
Сеяха	01.01.1978	$-1,501$	$3,499$	01.01.1982	$-1,291$	$0,210$	$-1,212$	$0,079$
Тадибейха	01.01.1977	$-1,220$	$3,780$	01.01.1982	$-1,209$	$0,011$	$-1,209$	$0,011$
Тамбей	01.01.1978	$-3,174$	$1,826$	01.01.1982	$-2,957$	$0,217$	$-2,959$	$0,215$
Ямбург	01.1982	–	–	01.1982	–	–	–	–
им. 60 летия ВЛКСМ	–	–	–	–	–	–	–	–
им. Попова	01.01.1982	$-1,146$	$3,854$	01.01.1982	$-1,146$	$0$	$-1,126$	$0,020$
Антипаюта	01.01.1978	$-1,260$	$3,740$	01.01.1982	$-1,260$	$0$	$-1,260$	$0$

$Z_1$  – отметка нуля поста перед переходом на ЕНП (неурвненная);  $\Delta Z_1$  – разность между неурвненной отметкой нуля поста и ЕНП (до введения УСО);  $Z_2$  – урвненная отметка нуля поста в результате введения УСО (в системе отметок 1977–1978 гг.);  $\Delta Z_2$  – разность между урвненной отметкой нуля поста и неурвненной;  $Z_3$  – отметка нуля поста в результате переуровнивания системы отметок (ПУСО);  $\Delta Z_3$  – разность между переуровненной отметкой нуля поста и неурвненной

Что касается периода 1955–1968 гг. по Новому Порту, когда наблюдения за уровнем велись только в период чистой воды, поправка для приведения уровней к ЕНП в изданиях ГВК отсутствует. По материалам высотной основы станции она была предварительно определена как +351 см [18]. С учетом результатов переуравнивания системы отметок поправка для указанного периода составит +355 см.

Для поста мыс Каменный опубликованная в ЕДМ (т. 7, ч. 1) за 1984 г. информация указывает, что с 01.01.1982 г. уровни приведены к единому нулю поста (–5,000 м БС). Поправка для приведения предыдущих наблюдений к ЕНП составляет –14 см. В действительности, как показал анализ материалов (табл. 3), для приведения предшествующего ряда данных к ЕНП поправка должна быть +14 см, тогда как знак минус, очевидно, указан ошибочно. Подтверждением этому служит то, что в ЕДМ (т. 7, ч. 1) за 1976–1981 гг. поправка в уровни введена правильно, со знаком плюс. Переуравнивание системы отметок после 1982 г. показало, что эту поправку следует увеличить на 11 см.

Некоторые уточнения, которые могут оказаться полезными, имеются и по уровням Тадибеяхи. Как указано в ЕДМ (т. 4, ч. 2) за 1986 г. (1988 г. издания), уровни Тадибеяхи с 1977 г. приведены к ЕНП; поправка для приведения к ЕНП предыдущих наблюдений составляет 378 см. В то же время анализ отметок реперной сети и нулей поста показал (табл. 3), что для периода 1977–1982 гг. общая поправка для перехода к ЕНП, учитывающая УСО, равна 379 см. Она определена как разность отметок нуля поста после перехода к ЕНП без учета УСО (–1,220 м БС с 01.01.1978 г.) и после учета результатов уравнивания отметок (–1,209 см БС с 1.01.1982 г.). Как видно, разница составляет всего 1 см, вероятно, это и явилось причиной ее игнорирования. В результате переуравнивания системы отметок эти данные остались без изменения.

Для поста Тамбей существуют два периода, требующих введения поправок к уровням для приведения их к ЕНП. Для периода 1976–77 гг. поправка составляет +204 см, в отличие от той (+183 см), что указана в ЕДМ (т. 7, ч. 1) за 1981 г., поскольку последняя не учитывает поправку на УСО. По этой же причине для периода 1978–1981 гг. следует ввести поправку +22 см к уровням, помещенным в ЕДМ (т. 7, ч. 1) за 1978–1981 гг. Она определена (табл. 3) как разница между значениями нуля поста после перехода на ЕНП без учета УСО (–3,174 м БС с 01.01.1978 г.) и с учетом УСО (–2,957 м БС с 01.01.1982 г.), а последующее переуравнивание системы отметок практически не изменило этих значений.

Для остальных постов Обской и Тазовской губ различий между помещенными в ЕДМ уровнями и поправками, связанными с переходом на ЕНП с учетом УСО, не выявлено.

Следует отметить, что отмена системы ЕНП на постах Антипаюта (в 1988 г.) и Сеяха (в 1994 г.) повлекла необходимость введения очередных поправок в ряды уровней для приведения их к однородному виду.

По посту им. Попова поправка к уровням за период 1951–1981 гг. с учетом переуравнивания составляет +387 см, а с 1982 г. – +2 см.

Сводные сведения о поправках к уровням даны в табл. 4.

После введения указанных в табл. 4 поправок был рассмотрен ход годовых уровней на постах и их тренды за определенные периоды времени. Они выбирались в зависимости от наличия данных и их полноты, возможности сравнения с другими постами, с включением и без включения в анализ длительных перерывов при подготовке их к публикации. Годы с условно полными наблюдениями отбрасывались.

Рассмотрим вначале ряды по 1989 г., т.е. до наступления периода длительного перерыва в публикации данных наблюдений в составе ЕДМ.

На рис. 5 показан ход средних годовых уровней на постах Обской и Тазовской губ по рядам наблюдений по 1989 г. Как видно из рис. 5, тренд хода уровней



Поправки к уровням на постах Обско-Тазовской устьевой области для приведения их к единому нулю поста –5,000 м БС с учетом переуравнивания системы отметок после 1982 г.

Пост	Период	Поправка, см	Номера томов и выпусков ежегодников, относительно которых вводится поправка
Новый Порт**	1955–1968	+355	ГЕ, т. 6, вып. 0–3
	1969–1976	+398	ГЕ, т. 6, вып. 0–3
	1977–VII.1981	+47	ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 2*
	1982–1989	+4	ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 1, 2*
Каменный**	1952–1956, 1959–1961	не определена	МЕ
	1976–81	+25	МЕ; ЕДМ, т. 7, ч. 1
	1982–89	+11	ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 1
Сеяха**	1966–77	+379	МЕ; ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 2*
	1978–81	+29	ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 2*
	1982–89	+8	ЕДМ, т. 7, ч.1; ЕДМ, т. 4, ч. 1, 2*
	с 1.X.1994	+300***	Рабочие материалы ЕДМ, т. 4, ч. 2
Тадибеяха**	1953–76	+379	МЕ
	1977–89	+1	ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 1, 2*
Тамбей**	1976–77	+204	МЕ; ЕДМ, т. 7, ч. 1
	1978–81	+22	ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 1
Антипаюта	1965–77	+374	МЕ; ЕДМ, т. 7, ч. 1; ЕДМ, т. 4, ч. 2*
	с 1.IV.1988–н.в.	+300***	ЕДМ, т. 4, ч. 1, 2; рабочие материалы к ЕДМ
им. Попова	1951–81	+387	МЕ
	1982–89	+2	МЕ

ГЕ – Гидрологический ежегодник; МЕ – морской гидрометеорологический ежегодник – название изданий по 1976 г., с 1977 г. переименован в ЕДМ; \* – материалы по уровням за указанный период приведены в ЕДМ (т. 4, ч. 2) за 1986 г. [10]; \*\* – сведения о поправках дополнены либо откорректированы по сравнению с [18]; \*\*\* – определена формально, как разность отметок нулей постов

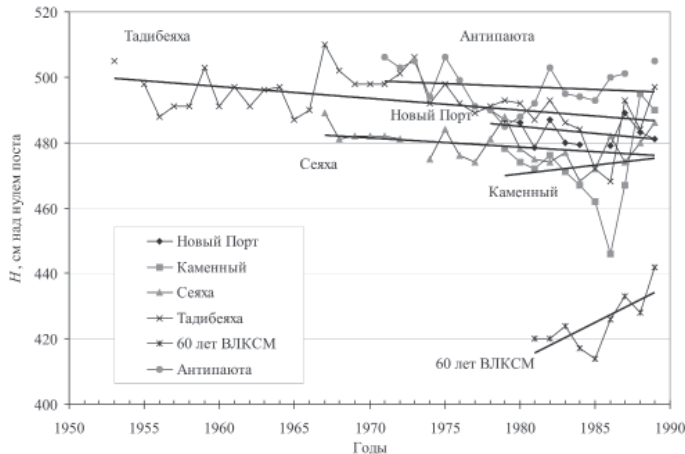


Рис. 5. Ход среднегодовых уровней ( $H$ , см) на постах Обско-Тазовской устьевой области за период наблюдений по 1989 г.

для каждого поста различается по знаку и величине, что естественно, т.к. различаются длины рядов наблюдений. По постам с длительными рядами (Тадибеяха, Сеяха, Антипаюта) и с относительно коротким рядом (Новый Порт) тренд отрицательный. По постам с короткими рядами (Каменному и 60 лет ВЛКСМ) – положительный. Из общей картины несколько выделяется пост мыс Каменный своими резкими колебаниями годового уровня после 1985 г.

Картина качественно не меняется при замене полных рядов на ряды, сгруппированные по годам совместных наблюдений за уровнем на постах (рис. 6).

При дополнении рассматриваемых рядов по постам Новый Порт, Сеяха, Антипаюта данными наблюдений за 1990–2006 гг., подготовленными к опубликованию в ЕДМ либо временно находящимися в архивах, становится заметным существенное снижение величины среднегодовых уровней в последние годы (рис. 7). Так, если в 2001 г. уровень по Новому Порту еще лежит на грани минимальных многолетних значений, то в 2002 и 2003 гг. он выходит за пределы предшествующих многолетних колебаний. Та же картина наблюдается по Сеяхе за 2001–2003 гг. и по Антипаюте за 2002–2006 гг. В численном выражении это снижение уровней дано в виде коэффициентов регрессии линий трендов в табл. 5. Из рис. 7 и табл. 5 видно, что особенно значительное различие трендов отмечается по Антипаюте, затем следуют Сеяха и Новый Порт.

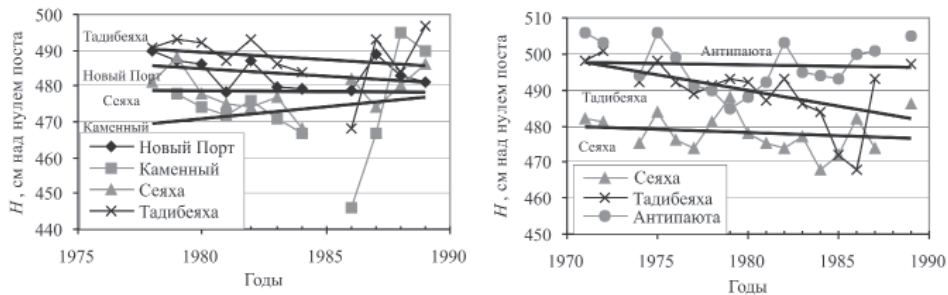


Рис. 6. Ход среднегодовых уровней за годы совместных наблюдений на постах по 1989 г.

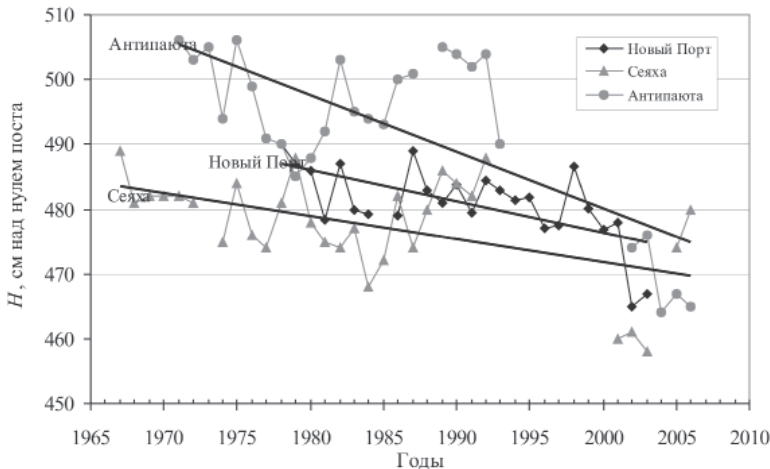


Рис. 7. Ход среднегодовых уровней на действующих постах за годы совместных наблюдений по 2006 г.

Коэффициенты регрессии трендов среднегодовых уровней воды

Характеристика	Новый Порт	Сеяха	Антипаюта
Период от начала наблюдений по 1989 г.	-0,4328	-0,2908	-0,1736
Период от начала наблюдений по 2006 г. (для Нового Порта – по 2003 г.)	-0,4818	-0,3514	-0,8698
Соотношение коэффициентов	1,11	1,21	5,01

Подобный анализ уровней за годы совместных наблюдений на этих же постах показал, что тренды, отличаясь в деталях, в целом также свидетельствуют о том, что данные за 2001–2006 гг. резко переломили тенденцию многолетнего хода уровней.

Чтобы выявить круг причин, которые могли привести к такому снижению годовых уровней на указанных постах, обратимся к основным факторам, формирующим уровеньный режим в губе, – речному стоку и уровню моря. Со стороны речной границы устьевой области воспользуемся материалами по среднегодовым расходам воды р. Оби у Салехарда (сведения о суммарном стоке воды, поступающем в Тазовскую губу, который может влиять на уровень Антипаюты, начиная

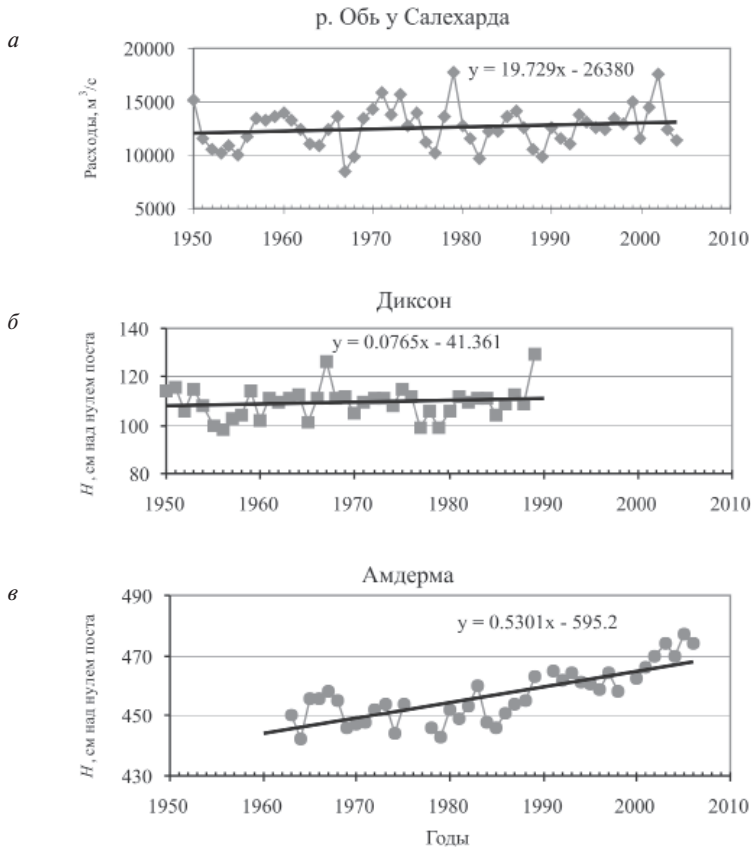


Рис. 8. Ход среднегодовых расходов воды р. Оби у Салехарда (а) и уровней у Диксона (б) и Амдермы (в) по фактическим рядам данных

с 1992 г. отсутствуют). Для характеристики среднегодовых уровней на морской границе Обско-Тазовской устьевой области примем данные по постам Диксон и Амдерма, имея в виду, что наблюдения за уровнем по Диксону заканчиваются 1989 г., а в Амдерме велись до конца рассматриваемого периода. При этом качество данных по уровням в Амдерме за последние 15 лет, по нашему мнению, требует тщательного анализа, однако это является отдельным вопросом, выходящим за рамки данного обобщения.

Как следует из рис. 8, на котором представлен ход расходов воды р. Оби у Салехарда, а также уровней моря по Диксону и Амдерме, в целом за период 1950–2006 гг. не наблюдалось тенденции снижения ни стока воды на речной границе Обско-Тазовской устьевой области, ни уровня на акватории моря, прилегающей к ее морской границе.

Для исключения влияния несинхронности рассматриваемых рядов на результаты оценок трендов, кроме фактических рядов среднегодовых расходов воды р. Оби у Салехарда и уровней у Диксона и Амдермы были рассмотрены и ряды, ограниченные годами совместных наблюдений с уровенными постами Новый Порт, Сеяха и Антипаюта. Коэффициенты регрессии трендов для всех сопоставленных случаев приведены в сводной табл. 6. Она включает несколько периодов. Первый, с окончанием в 1989 г., относится ко времени, когда данные наблюдений за уровнем в губе опубликованы в изданиях ЕДМ. Второй исключает уровни за 1991–2000 гг., с учетом того, что материалы этих лет пока не прошли стадию подготовки к опубликованию и в последующем возможны их уточнения. Третий период содержит полные ряды от начала наблюдений за уровнями в губе и по 2004 г., в том числе за 2001–2004 гг., когда возобновилась подготовка к опубликованию в ЕДМ.

Из табл. 6 видно, что для речного стока за период, включающий годы, в которые проявился резкий уход уровня в губе за пределы диапазона предшествующих значений, тренд оказался положительным по совместным рядам с Новым Портом и Сеяхой и отрицательным – по совместному ряду с Антипаютой, находящейся вне зоны непосредственного влияния стока Оби.

Таким образом, из анализа трендов, полученных по фактическим рядам и синхронизированным, следует, что речной сток не может быть причиной резкого снижения годовых уровней в губе в период после 2001 г.

Таблица 6

**Значения трендов среднегодовых уровней на постах Обской и Тазовской губ, а также стока воды на речной границе (р. Обь у Салехарда) и уровня моря (Амдерма, Диксон) по совместным рядам наблюдений с соответствующими постами в губе**

Станция	Период, годы	Тренд уровня собственно на посту	Тренд по совместным рядам наблюдений		
			сток у Салехарда	уровень Диксона	уровень Амдермы
Новый Порт	1978–1989	-0,4328	-304,86	+1,3461	+1,0834
	1978–1989, 2001–2003	-0,6955	+61,746	-	+0,9986
	1978–2003	-0,4818	+42,872	-	+0,8591
Сеяха	1967–1989	-0,2908	-22,88	+0,0022	+0,1833
	1967–1989, 2001–2003	-0,6092	+49,581	-	+0,5526
	1967–2003	-0,4726	+34,23	-	+1,0232
Антипаюта	1971–1989	-0,1736	-159,54	+0,3567	+0,3411
	1971–1989, 2001–2004	-0,6922	-19,097	-	+0,7255
	1971–2004	-0,6867	-27,391	-	+0,7581

Аналогичный анализ для уровней Диксона и Амдермы по рядам одновременных наблюдений с Новым Портом, Сеяхой и Антипаютой показал (табл. 6), что среднегодовые уровни на морских постах имеют положительную тенденцию, тогда как уровни на рассматриваемых постах в Обской и Тазовской губах – обратную. Таким образом, если посты Диксон и Амдерма верно отражают тенденцию хода среднегодовых уровней на морской границе Обской губы, то следует признать, что изменения уровня моря также не могут быть причиной снижения уровней в Обской и Тазовской губах после 2001 г.

Данные о снижении уровней, таким образом, можно объяснить и качеством материалов наблюдений, которое, как видно из представленного анализа, для определенных периодов нельзя признать удовлетворительным как по состоянию высотной основы постов, так и по количеству выполненных контрольных нивелировок реперной сети на станциях.

При этом очевидно, что уровенные наблюдения на постах после 2001 г. в результате длительного перерыва в наблюдениях (Сеяха, Антипаюта) и утраты преемственности в анализе исторических рядов уровней при подготовке ЕДМ фактически не являются продолжением предыдущих рядов наблюдений.

В целом за период с 1991 г. по настоящее время уровни на всех постах Обско-Тазовской устьевой области, переданных в зону ответственности Северного УГМС (особенно действующих в настоящее время) не могут быть использованы без тщательного дополнительного анализа материалов, как по каждому посту отдельно, так и с учетом наблюдений на остальных постах. Это необходимо учитывать при подготовке ежегодных и многолетних данных о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек по бассейну Карского моря.

Повышения качества уровенных наблюдений на сети станций и постов в Обско-Тазовской устьевой области в сложившихся условиях можно достичь путем организации мероприятий по следующим основным направлениям:

- совершенствование планово-высотной основы станций и постов;
- обеспечение неукоснительного соблюдения действующих Наставлений гидрометеорологическим станциям и постам по производству наблюдений;
- обеспечение полноты наблюдений за уровнем на постах в течение года;
- обеспечение своевременной и в полном объеме сдачи в Гидрометефонды материалов наблюдений после их первичного контроля и проверки в УГМС их качества;
- формирование электронных массивов данных многолетних наблюдений за уровнем и организация на их основе мониторинга изменений режима уровней на постах путем сопряженного анализа текущей информации по постам с учетом тенденций речного стока, уровня моря и др.

Совершенствование планово-высотной основы станций и постов следует, в первую очередь, направить на обеспечение их необходимым количеством реперов. Следует также в обязательном порядке заново выполнить привязку реперов станций к государственной геодезической сети, чтобы убедиться, насколько длительное отсутствие необходимого количества реперов и нерегулярное выполнение контрольных нивелировок повлияло на однородность уровенных рядов.

Необходимо приступить к качественному обновлению планово-высотной основы станций и постов в Обско-Тазовском регионе, возможно, начав с отдельных станций, предварительно выбранных в качестве опорных с точки зрения Государственной геодезической сети и ключевых с гидролого-геоморфологических позиций. Под качественным обновлением реперной сети имеется в виду постепенный переход к реперам более высокого класса надежности и точности, которые бы позволяли осуществлять их привязку к высокоточной единой геоцентрической системе координат с использованием спутниковых систем позиционирования GPS/ГЛОНАСС. Началом

этой работы должно стать создание электронного каталога реперов, имеющих на станциях и постах, и отслеживание динамики их высотных отметок.

Обеспечение неукоснительного соблюдения действующих Наставлений гидрометеорологическим станциям и постам по производству наблюдений, в первую очередь, относится к необходимости выполнения первичного контроля материалов наблюдений и его своевременности, а также соблюдения периодичности нивелировок уровнемерных устройств.

Обеспечение полноты наблюдений за уровнем в течение года позволит существенно повысить качество многолетних рядов данных и даст возможность получения обоснованных статистических характеристик на их основе. В первую очередь следует обеспечить круглогодичное измерение уровня воды на полярной станции им. Попова, которая относится к разряду вековых. Получение надежных данных по уровням на станции им. Попова имеет большое значение ввиду ее географического местоположения – вблизи морской границы Обско-Тазовской устьевой области. Наличие таких данных позволило бы обеспечить математическое моделирование устьевой области фактическими граничными условиями со стороны моря для моделей различного класса и любого временного разрешения.

Своевременная сдача в Гидрометефонды материалов наблюдений после первичного контроля и проверки их качества позволит включать сведения о них в текущие электронные каталоги по изученности элементов режима для оперативного использования этих сведений в работе.

Формирование электронных массивов данных многолетних наблюдений за уровнем и, в последующем, их пополнение позволит организовать на их основе мониторинг изменений режима уровней путем сопряженного анализа текущей информации с учетом тенденций речного стока и уровня моря. Такая работа в дальнейшем должна вестись постоянно, возможно совместно силами СУГМС и ААНИИ. Это позволит также осуществлять текущий анализ качества материалов наблюдений, своевременно обнаруживать и отсеивать некачественные материалы наблюдений, оперативно планировать мероприятия по устранению выявленных недостатков.

За рамками данных рекомендаций оставлены вопросы обеспечения станций необходимым квалифицированным персоналом наблюдателей, преемственности в их работе и в методическом руководстве со стороны УГМС, улучшения материально-технической базы с целью доведения возможностей станций до выполнения работ в объемах, соответствующих их разряду. Решение этих вопросов в большинстве случаев является ключом к выполнению данных предварительных рекомендаций.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1977 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: МСС Госкомгидромета, 1982. 114 с.
2. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1978 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: МСС Госкомгидромета, 1982. 113 с.
3. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1979 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: МСС Госкомгидромета, 1983. 121 с.
4. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1980 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: ВНИИГМИ-МЦД, 1983. 112 с.
5. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1981 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: НМСС Госкомгидромета, 1984. 124 с.
6. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1982 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: МСС Госкомгидромета, 1984. 124 с.
7. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1983 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: Зап.-Сиб. РВЦ, 1985. 126 с.



8. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1984 г. Т. 4. Ч. 2. Л.: ААНИИ, 1988. 120 с.
9. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1985 г. Т. 4. Ч. 2. Л.: ААНИИ, 1988. 129 с.
10. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1986 г. Т. 4. Ч. 2. Л.: ААНИИ, 1988. 223 с.
11. Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание за 2000 г. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 104 с.
12. Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание за 2001 г. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 112 с.
13. Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание за 2002 г. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 116 с.
14. Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание за 2003 г. СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. 144 с.
15. Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание за 2004 г. СПб.: Гидрометеоиздат, 2005. 164 с.
16. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 384 с.
17. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 312 с.
18. Пискун А.А. Качество многолетних данных по уровням на стационарной сети наблюдений в Обской и Тазовской губах // Труды ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 307–322.

А.А. PISKUN

## THE STATE OF HIGH-ALTITUDE BASE AND QUALITY OF DATA ON WATER LEVEL IN THE OB-TAZ MOUTH AREA

*The issue of high-altitude basis, the level positions in the Ob-Taz mouth area on the network of former Amderminsk UGMS, frequency control leveling of the datum marks and devices for measuring the water level are considered. The quality of data on water level was assessed, firstly, by analyzing the stability of the high-altitude base of gauges and the regularity of the primary control of device for measuring the water level, and secondly, on the basis of the dual analysis of water levels at the gauges with the levels in the adjacent waters of the Kara Sea and the runoff waters of the River Ob. Amendments to water levels for their reduction to uniform zero of a post are presented. Given the preliminary recommendations to improve the quality level observations. The results can be used in in the works for the State Water Cadastre and in estimates of the characteristics of long-term performance level.*

*Keywords:* tide gauge station, high-altitude base, datum marks stability, periodicity of leveling, quality of data on water level, Ob-Taz mouth area.

## СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 91.(091); 91.(092)

Поступила 25 сентября 2010 г.

**ИМЕНА СОТРУДНИКОВ ААНИИ НА ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТАХ.  
АНАТОЛИЙ НИКОЛАЕВИЧ ЗОЛотов, ВЕРА МИХАЙЛОВНА КОНОВАЛОВА***науч. сотр. М.В.ДОРОЖКИНА, д-р. геогр. наук Л.М.САВАТЮГИН**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, savat@aari.ru*

В пятидесятых годах прошлого века при картосоставительских работах на Земле Франца-Иосифа появился целый ряд новых географических названий. Среди них – мыс Золотова на острове Вильчека и озеро Золотова на острове Артура. Картографы назвали их в честь гидролога ААНИИ Анатолия Николаевича Золотова, погибшего во время ледовой разведки в Баренцевом море. В 1963 г. эти названия были утверждены решением Архангельского облисполкома № 651 от 26 августа. В 1959 г. имя А.Н.Золотова появилось и на карте Антарктиды. Оно будет присвоено одному из островов в оазисе Вестфолль (68°40' ю.ш. и 77°52' в.д.).

*Анатолий Николаевич Золотов* родился 16 марта 1911 г. в деревне Мстишино Богородской волости Вологодского уезда Вологодской губернии в семье крестьянина. В 1921 г. он окончил сельскую школу и поступил в среднюю школу в городе Вологда. По окончании школы, в 1930 г., А.Н.Золотов поступил на работу учеником электромонтера в Вологодские железнодорожные мастерские.

В 1931 г. он переехал в Ленинград и устроился на работу электромонтером в Ленснабсбыт. В 1933 г. А.Н.Золотов поступил в институт связи на факультет проводной связи. Прочувшись в институте один семестр, в январе 1934 г. по материальным причинам он вынужден был оставить учебу и поступить на курсы техников-гидрологов при Арктическом научно-исследовательском институте (АНИИ).

По окончании курсов в июле 1934 г. А.Н.Золотов был назначен техником-гидрологом на полярную станцию Остров Уединения. В сентябре 1935 г., после зимовки, А.Н.Золотов возвратился в Ленинград и был зачислен в резерв

Управления полярных станций (УПС) с прикомандированием к морскому отделу АНИИ. В июне 1936 г. его направили старшим техником-гидрологом на полярную станцию Мыс Шелагский. Осенью 1937 г. А.Н.Золотов возвратился с зимовки в Ленинград и вновь был зачислен в резерв УПС. Летом 1938 г. он командирован старшим техником-гидрологом на полярную станцию Мыс Челюскин. В апреле 1939 г., по окончании зимовки, А.Н.Золотов в качестве начальника станции и метеоролога был направлен со станции Мыс Челюскин на станцию Мыс Оловянный. За выполнение этого задания А.Н.Золотов был награжден знаком «Почетный полярник» с объявлением благодарности приказом по ГУ СМП.

В сентябре 1939 г. А.Н.Золотов вернулся в Москву, где был оставлен для комплектации новой навигационной станции на острове Тьртов. В июле 1940 г. он был направлен начальником станции и метео-



А.Н.Золотов.  
Фото из архива ААНИИ

рологом на остров Тыртов. По окончании работ, в сентябре 1940 г., за организацию и строительство новой станции, а также высококачественное обслуживание навигации А.Н.Золотов был награжден грамотой и денежной премией. По возвращении в Ленинград, А.Н.Золотов был зачислен в резерв УПС и прикомандирован к АНИИ, где занялся подготовкой к новому сезону работ на острове Тыртов.

В начале Великой Отечественной войны, в июле 1941 г. А.Н.Золотов был вызван в Москву и 15 июля передан в распоряжение 5 отдела Краснознаменного Балтийского Флота с зачислением на курсы переподготовки начальствующего состава запаса флота по специальности зенитная артиллерия. По окончании курсов в октябре 1941 г. А.Н.Золотов был откомандирован в сухопутные войска и зачислен в один из запасных полков Ленинградского фронта. По требованию Оперативного отдела штаба Ленинградского фронта он был направлен воентехником в сектор гидрометеослужбы.

В марте 1942 г. по ходатайству ГУ СМП А.Н.Золотов был демобилизован и командирован в город Красноярск. В Красноярске А.Н.Золотов получил направление на строительство новой полярной станции на мысе Молотова (арх. Северная Земля). В августе 1942 г. на борту ледокольного парохода «А.Сибиряков» он вышел из Архангельска к Северной Земле.

25 августа 1942 г. в районе острова Белуха ледокольный пароход «А.Сибиряков» был атакован немецким крейсером «Адмирал Шеер». В ходе неравного, тяжелого боя пароход получил серьезные повреждения и по приказу капитана А.А.Качаравы был затоплен. Оставшиеся в живых члены экипажа и полярники попытались добраться до берега на шлюпках, но были настигнуты немецким катером. В числе других 19 сибиряковцев А.Н.Золотов был захвачен в плен и отправлен немцами в лагерь военнопленных в город Нарвик (Норвегия). В Нарвике А.Н.Золотов находился с 31 августа по 8 октября 1942 г., после чего его перевели в лагерь для военнопленных в город Гдыня (Польша). 5 марта 1945 г. Гдыня была освобождена наступающими частями Красной Армии.

Вместе с другими военнопленными А.Н.Золотов был направлен на пересыльный пункт в город Грауденц (Польша). Здесь 5 мая 1945 года А.Н.Золотов был зачислен в один из запасных полков Вто-

рого Белорусского фронта. Позже он был переведен минометчиком в стрелковый Кенигсбергский полк. 28 ноября 1945 г. А.Н.Золотов был демобилизован из рядов Красной Армии. За участие в Великой Отечественной войне он был награжден медалью «За победу над Германией».

1 декабря 1945 г. А.Н.Золотов был зачислен научным сотрудником в Московское отделение ледово-синоптической службы АНИИ. С 1946 г. А.Н.Золотов – научный сотрудник отдела ледоведения нашего института. Автор нескольких научных статей и книги «Три зимовки в Арктике» (серия «Стахановцы Арктики»). Обладая большим опытом в области полярной гидрологии, А.Н.Золотов в качестве гидролога-ледового разведчика активно включился в экспедиционные работы института.

18 сентября 1948 г. во время ледовой разведки в Баренцевом море на самолете 464 А.Н.Золотов вместе со всем экипажем погиб в авиакатастрофе.

*На карте Антарктиды есть немало женских имен. Отважные полярные исследователи называли новооткрытые географические объекты в честь представительниц королевских семей, своих матерей, жен и дочерей. Они присваивали ледникам и горным вершинам имена литературных героинь и греческих богинь, исторических и общественных личностей, женщин-ученых. Среди последних есть и имя сотрудницы нашего института Веры Михайловны Коноваловой, участницы многочисленных арктических и четырех антарктических экспедиций. Ее именем назван пик в горах Пенсакола, Земля Эдит Роне, Антарктида.*

**Вера Михайловна Коновалова** родилась 13 сентября 1923 г. в селе Юдино-Вознесенском Петуховского района Челябинской (ныне Курганской) области в семье служащего. Отец ее, Михаил Ерофеевич Коновалов, работал в сельхозснабжении, мать, Зинаида Константиновна Коновалова, была домохозяйкой. В 1931 г. В.М.Коновалова поступила в школу в городе Ачинске Красноярского края, где проучилась до шестого класса. В 1936 г. в связи с переводом отца на новое место работы семья Коноваловых переехала в Красноярск. Здесь летом 1941 г. В.М.Коновалова окончила школу и устроилась на работу визитажницей на фабрику № 6 Министерства кинематографии.

В декабре 1943 г. В.М.Коновалова поступила на гидрометеорологический факультет Гидрографического института, который с началом Великой Отечественной войны был эвакуирован из Ленинграда в Красноярск. Для молодой хрупкой девушки, родившейся в далеком степном селе и никогда не видевшей моря, это был очень неожиданный и смелый поступок. В августе 1944 г. вместе с институтом она переехала в Ленинград, где и продолжила учебу. За годы обучения в институте В.М.Коновалова зарекомендовала себя дисциплинированной, серьезной, вдумчивой курсанткой, отлично успевающей в учебе. Летом 1948 г. она окончила Высшее арктическое морское училище (бывший Гидрографический институт) с присвоением квалификации инженера-океанолога и была направлена на работу на полярную станцию Тикси.

В Тикси В.М.Коновалова проработала до 1955 г. Сначала — инженером-гидрологом, старшим инженером-гидрологом и старшим геофизиком, с июля 1953 г. — младшим научным сотрудником Тиксинской Арктической обсерватории. С марта 1956 г. по ноябрь 1959 г. В.М.Коновалова работала младшим научным сотрудником Арктической обсерватории острова Диксон. В августе 1956 г. она возглавила сектор гидрологии обсерватории. За 11 лет работы в Арктике В.М.Коновалова неоднократно принимала участие в морских океанографических экспедициях в море Лаптевых, Карском и Гренландском морях.

В ноябре 1959 г., уже с солидным полярным стажем за плечами, В.М.Коновалова поступила на работу старшим инженером отдела камеральной обработки материалов в ААНИИ. В 1962—1963 гг. в качестве гидрохимика морского отряда на дизель-электроходе «Обь» она принимала участие в работах 8-й КАЭ. За первой антарктической экспедицией последовали 9-я КАЭ (1963—1964 гг.) и 11 САЭ (1965—1966 гг.).

В августе 1966 г. В.М.Коновалова перешла на работу младшим научным сотрудником в сектор расчетов и прогнозов уровня отдела океанологии ААНИИ. В 1968 г. в соавторстве она разработала научно-прикладное пособие по колебаниям уровня арктических морей.

В 1968—1969 гг. в должности старшего инженера-гидрохимика В.М.Коновалова принимала участие в работах морского отряда сезонного состава 14-й САЭ на д/э «Обь». По возвращении из экспедиции она продолжила работу в отделе океанологии.



В.М.Коновалова. 1970 г.  
Фото из архива ААНИИ

В 1970 г. за многолетнюю плодотворную работу в Арктике и Антарктике и в связи с 50-летием со дня основания ААНИИ В.М.Коновалова была награждена значком «Почетный полярник».

В 1973 г. В.М.Коновалова перешла на работу в отдел аспирантуры ААНИИ, сначала в качестве старшего инженера, а затем руководителя отдела. В 1978 г. она возглавила группу лаборатории по разработке методов оценки экономической эффективности и повышения качества НИР ААНИИ.

В мае 1979 г. решением Исполкома Ленинградского Совета депутатов она была награждена медалью «Ветеран Труда».

В апреле 1980 г. В.М.Коновалова вышла на пенсию. В течение двух месяцев она продолжала работать руководителем группы лаборатории по разработке методов оценки экономической эффективности и повышения качества НИР ААНИИ по договору. По окончании временных работ с 30 июня 1980 г. В.М.Коновалова была уволена.

Скончалась В.М.Коновалова в 1985 г.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архив отдела кадров ААНИИ. Оп. 1. Д. 1032, 6269
2. Дубровин Л.И., Преображенская М.А. О чем говорит карта Антарктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 160 с.
3. Масленников Б. Морская карта рассказывает. М.: Воениздат, 1986. 367 с.
4. Топонимика морей Советской Арктики / Попов С.В., Троицкий В.А. Л., Геогр. общество, Гидрографическое предприятие ММФ. 1972. 316 с.

## ПАМЯТИ И.А.ШИКЛОМАНОВА



22 августа 2010 г. скоропостижно скончался Игорь Алексеевич Шикломанов – выдающийся ученый, талантливый организатор науки, заслуженный деятель науки РФ, академик РАН, доктор географических наук, профессор, директор Государственного гидрологического института (ГГИ).

С его уходом из жизни мир потерял одного из ведущих гидрологов, который внес беспрецедентный вклад в развитие гидрологической науки. Как он сам сказал про себя по случаю присуждения международной премии по гидрологии в 2001 г.: «Гидрология является моей наукой. Я посвятил ей 45 лет своей жизни».

Игорь Алексеевич родился 28 февраля 1939 г. В 1961 г. окончил гидрологический факультет Ленинградского гидрометеорологического института. В 1967 г. после окончания аспирантуры ЛГМИ И.А.Шикломанов защитил кандидатскую диссертацию по расчетам минимального речного стока.

В 1970 г. И.А.Шикломанов был приглашен на работу в ГГИ сначала на должность старшего научного сотрудника, а затем заведующего отделом. В 1972 г. И.А.Шикломанов был назначен заместителем директора ГГИ по научной работе. На этой должности И.А.Шикломанов работал до 1981 г., возглавляя научные направления, связанные с изучением водных ресурсов и расчетами речного стока. Докторскую диссертацию И.А.Шикломанов защитил в 1977 г. по проблеме влияния деятельности человека на речной сток. В 1985 г. И.А.Шикломанов был утвержден в звании профессора.

Начиная с 1981 г. и до последних дней своей жизни И.А.Шикломанов возглавлял Государственный гидрологический институт в Санкт-Петербурге – старейшее научное учреждение России и мира в области гидрологии суши.

Имя профессора И.А.Шикломанова известно гидрологам многих стран. Это крупнейший в мире специалист в области гидрологии и водных ресурсов, изучения влияния деятельности человека на речной сток, динамики водопотребления и водообеспеченности в региональном и глобальном масштабах. Он автор более 220 публикаций, в том числе 11 монографий, многие из которых опубликованы за рубежом. В последние годы И.А.Шикломанов возглавлял комплексные исследования по оценке динамики водных ресурсов России и их использования в условиях изменений климата и развития хозяйственной деятельности. Итогом этих исследований явилась капитальная монография «Водные ресурсы России и их использование», опубликованная в 2008 г.

В течение более 30 лет проф. И.А.Шикломанов принимал активное участие в международном сотрудничестве в области гидрологии и водных ресурсов в рамках ЮНЕСКО, ВМО, МАГН и ЮНЕП. В середине 1990-х гг. он избирался Председателем Межправительственного Совета ЮНЕСКО по Международной гидрологической программе, в течение 8 лет состоял членом Объединенного научного комитета Всемирной программы по изучению климата и Научного координирующего совета по глобальному водному и энергетическому эксперименту, на протяжении многих лет состоял членом Комиссии по гидрологии ВМО.

Научная деятельность проф. И.А.Шикломанова достойно отмечена международным научным сообществом: он – единственный из российских ученых-гидрологов, удостоенных престижных международных наград – «За выдающиеся успехи в области гидрологии и международного сотрудничества» (2001 г.), учрежденной ЮНЕСКО, ВМО и МАГН и «За успехи в исследованиях окружающей среды» им. профессора Тейлора (2006 г.).

За успехи в области научно-организационной деятельности И.А.Шикломанов награжден ведомственными наградами – Почетными грамотами Росгидромета, нагрудным знаком «Почетный работник гидрометеослужбы России».

За его выдающийся вклад в области гидрологии и изучения водных ресурсов в 1999 г. ему присвоено звание заслуженного деятеля науки РФ. За успехи в области научной деятельности проф. И.А. Шикломанов был награжден орденами «Знак Почета» (1981 г.), «Дружбы Народов» (1986 г.) и «За заслуги перед Отечеством» IV степени (2010 г.).

И.А.Шикломанов ушел из жизни в расцвете своих творческих сил и таланта. Он был полон планов, и с оптимизмом смотрел на перспективы развития отечественной и мировой гидрологической науки и не сомневался в дальнейшем вкладе института в углубление фундаментальных основ гидрологии, повышение эффективности и качества гидрологического обеспечения потребителей. Его уход как всемирно известного гидролога и, кроме того, на протяжении 29 лет директора Государственного гидрологического института России, невосполнимая утрата для отечественной и мировой гидрологической науки.

Память об Игоре Алексеевиче Шикломанове, выдающемся ученом-гидрологе, талантливом руководителе и организаторе науки, интеллигентном, благородном, добром, общительном и светлом человеке навсегда останется в сердцах всех тех, кто соприкасался с ним на жизненном пути.



## **ТРЕБОВАНИЯ К СТАТЬЯМ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫМ ДЛЯ ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»**

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц текста в формате Microsoft Word с полуторным интервалом, включая список литературы, таблицы и рисунки.
2. Статьи должны быть представлены в распечатанном виде и переданы в электронном формате на CD или flash-накопителе (только при личной явке автора) в соответствии с нижеприведенными требованиями. Допускается пересылка файлов со статьей по электронной почте.
3. В комплект статьи, присылаемой автором, должны входить:
  - Основной текст статьи на русском языке (включает в себя подрисовочные подписи и библиографический список).
  - Иллюстративный материал в виде отдельных файлов любого из графических форматов в соответствии с нижеприведенными требованиями.
  - Текст аннотации на русском и английском языках.
  - Ключевые слова на русском и английском языках.
  - Название статьи, инициалы и фамилии авторов на русском и английском языках.
  - Сведения об авторах (ученая степень (или должность при отсутствии степени), название организации, город, электронная почта и телефон (в статье не публикуется)) только на русском языке.
  - УДК статьи.
  - Акт экспертизы и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организации или учреждения, где работает автор (авторы), или самим автором (авторами).
4. Требования к представляемым текстовым файлам:
  - Текст должен быть представлен в формате Word 97–2003. При подготовке текста необходимо использовать стандартный шрифт Times New Roman 12 пт., для набора греческих и некоторых специальных символов использовать шрифт Symbol.
  - Дробные части чисел отделяются от целых ЗАПЯТОЙ, а не точкой.
  - Не допускается:
    - использование цифры 0 и буквы O в надстрочном написании в качестве символа градуса;
    - символа «-» вместо «—»;
    - использование символа «x» вместо символа «×»;
    - использование символов N, O, S, W в качестве указания широты и долготы как в текстах, так и на картах;
    - использование неразрывного пробела.
  - В качестве внешних кавычек используется пара «». При необходимости использования внутренних кавычек набираются кавычки “”.
5. Требования к таблицам:
  - Таблицы должны быть подготовлены в Microsoft Word шрифтом Times New Roman (при необходимости Symbol) 9 пт.
  - В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более 1 абзаца
  - При подготовке таблиц следует помнить, что максимальная ширина таблицы в книжной ориентации 125 мм, в альбомной 195 мм.
  - Таблицы оформляются разделительными линиями толщиной 0,5 пт.
6. Требования к графическим файлам:
  - Иллюстрации к статье готовятся в любом доступном для автора редакторе или приложении. При этом каждая иллюстрация ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ ОТДЕЛЬНОГО ФАЙЛА в одном из графических форматов: \*.jpg, \*.tif, \*.eps, \*.cdr, \*.wmf, \*.ai. НЕ ПРИНИМАЮТСЯ иллюстрации, помещенные в документы Word или нарисованные в нем. Допускается иллюстративный материал в формате \*.xls

(строго БЕЗ рамок). Все иллюстрации должны быть ЕДИНООБРАЗНЫ (шрифт, линии) по стилю.

- Принимаются только черно-белые иллюстрации. Цветные изображения должны быть отредактированы авторами с учетом того, что цвет не является носителем информации и проконвертированы в черно-белые (серые). Растровые иллюстрации должны иметь разрешение не менее 300 пикс/дюйм. НЕ РЕКОМЕНДУЕТСЯ использование тоновых заливок.
  - Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором исходя из размеров полосы верстки, которая не превышает 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подрисовочную подпись и легенду).
  - Для иллюстраций в векторном формате (рисунке в формате Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel или файлы, экспортированные в формат \*.wmf) необходимо использовать только стандартные шрифты Windows (Times New Roman, Symbol) или их аналоги Type-1. При использовании иных шрифтов они должны быть проконвертированы в кривые.
  - Для оцифровки осей рисунков необходимо использовать только вышеуказанные шрифты НОРМАЛЬНОГО начертания, размером не более 10 пт. Десятичный знак при оцифровке осей – только ЗАПЯТАЯ.
  - Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.
7. Требования к списку литературы:
- Список работ, на которые есть ссылки в тексте, формируется в алфавитном порядке по фамилии первого автора (при отсутствии автора используется первая буква названия работы) и нумеруются. Сначала идет перечень публикаций на русском языке, далее, при сквозной нумерации, иностранных публикаций также в алфавитном порядке. Все работы из списка оформляются в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5–2008.
  - Ссылка на номер работы дается в тексте в квадратных скобках [ ].

С полным перечнем требований к статьям можно ознакомиться на web-странице журнала <http://www.aari.ru/main.php>.

*Редакция оставляет за собой право делать необходимые редакционные исправления, дополнения, сокращения.*

*За размещение статей в журнале оплата НЕ ВЗЫМАЕТСЯ.  
Всем авторам публикаций бесплатно высылается 1 экземпляр журнала.*

Подписано в печать 06.12.2010  
Формат 70×100 1/16  
Тираж 500

Печать офсетная  
Усл. печ. л. 8  
Заказ № 23

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ  
199397, ул. Беринга, 38